162945

D. BACINSCHI

METEOROLOGIE GENERALĂ

Manual pentru licee de științe ale naturii
cu profil de geologie-geografie, clasa a XI-a

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBL. CENTR. UNIV.
M. EMINESCU IAŞI
III-162945

BCUIASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

938

500144

dr. DUMITRU BACINSCHI

METEOROLOGIE GENERALĂ

Manual pentru licee de științe ale naturii
cu profil de geologie-geografie, meseria meteorolog,
clasa a XI-a

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Editura didactică și pedagogică, București – 1979

Manualul a fost elaborat pe baza programei
şcolare aprobate de Ministerul Educaţiei
şi Învăţămîntului cu nr. 38000/1978

Referenţi : dr. I. Drăghici
E. Milea

Redactor: ing. C. Ciobanu
Tehnoredactor : Otto Paraschiv Necşoiu
Coperta : grafician N. Sîrbu

15 NOV 1979
ale: 500144

BCUIASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 1

NOŢIUNI INTRODUCTIVE

1. Obiectul meteorologiei

Pămîntul este înconjurat, din toate părţile, de un ocean gazos ce poartă numele de *atmosferă*. În atmosferă au loc permanent schimbări ale stării gazelor ce compun aerul atmosferic, încălziri, răciri şi mişcări ale aerului, evaporarea, condensarea şi sublimarea vaporilor de apă şi alte procese fizice. Aceste schimbări determină producerea fenomenelor meteorologice cum sînt vîntul, ceaţa şi norii, roua sau bruma, ploaia sau ninsoarea şi altele.

Ştiinţa care studiază fenomenele fizice şi complexul de procese care au loc în atmosferă se numeşte meteorologie. Denumirea provine de la grecescul *meteoron,* adică ceea ce se petrece în aer, şi *logos,* adică ştiinţă.

Uneori meteorologia mai este denumită şi „fizica atmosferei", pentru că ea studiază fenomenele fizice ce au loc în atmosferă. Cercetarea fenomenelor meteorologice este strîns legată de condiţiile geografice, fapt pentru care meteorologia este strîns legată de geografie. Datorită caracterului unor fenomene meteorologice şi a metodelor de cercetare folosite în studiul meteorologiei, aceasta are strînse legături cu matematica, fizica, astronomia, cibernetica, hidrologia, oceanografia etc. Meteorologia face parte din marea familie a ştiinţelor geofizice.

În cunoaşterea şi studierea fenomenelor şi a proceselor fizice ce au loc în atmosferă, meteorologia foloseşte metode specifice, cum sînt : observaţia vizuală sau instrumentală, cercetarea teoretică şi experimentul.

Observaţia meteorologică permite obţinerea informaţiilor calitative sau cantitative asupra unor parametri meterologici, ca, de exemplu : gradul de acoperire al cerului cu nori, felul norilor, valoarea temperaturii sau a presiunii aerului la un moment dat într-un punct de pe suprafaţa Pămîntului. Cunoaşterea caracterului unor procese meteorologice la scară mare — sinoptică — şi prognozarea evoluţiei viitoare a acestor procese impun utilizarea cercetării complexe a comportării fluidului atmosferic. În aceste condiţii, s-a dezvoltat prognoza numerică a timpului. Cercetarea în meteorologie permite stabilirea unor dependenţe cantitative şi între alţi parametri meteorologici, ca, de exemplu, între vaporii de apă şi produsele de condensare ale acestora (ceaţă, nori, precipitaţii), între temperatură şi cauzele variaţiei acesteia, cu implicaţii în variaţia presiunii atmosferice.

Experimentul în meteorologie permite reproducerea, în condiţii de laborator, a unor fenomene fizice din atmosferă, în scopul cunoaşterii lor intime şi a găsirii unor metode şi mijloace de influenţare. Astfel, cunoscînd mecanismul proceselor de condensare a vaporilor de apă din atmosferă, s-au putut stabili mijloace de disipare a ceţii, de stimulare artificială a precipitaţiilor sau de combatere a căderilor de grindină.

Marea diversitate a problemelor cu care se ocupă meteorologia, precum şi metodele utilizate în cercetarea fenomenelor meteorologice permit divizarea meteorologiei în cîteva discipline separate.

Totalitatea complexului de fenomene strîns legate între ele, observate la un moment dat în atmosferă, defineşte noţiunea de *vreme* sau *timp*. Studiul vremii şi al prevederii ei formează o disciplină independentă — *meteorologia sinoptică*. O altă ramură a meteorologiei este *climatologia*, care studiază schimbările vremii sau ale timpului într-o perioadă de timp foarte mare, adică *clima* unei regiuni. Studiul radiaţiilor solare, terestre şi atmosferice, formează obiectul unei alte discipline a meteorologiei, denumită *actinometrie* sau *radiometrie*.

În ultimele decenii, pe măsura dezvoltării tehnicii şi a mijloacelor de măsurare, s-au dezvoltat şi alte ramuri ale meteorologiei, cum ar fi : *aerologia* sau *fizica atmosferei libere*, *meteorologia dinamică*, *agrometeorologia* şi *biometeorologia*.

În ultimii ani, s-au dezvoltat noi ramuri ale meteorologiei, cum sînt *meteorologia spaţială* sau *cosmică* şi *meteorologia radar*.

2. Etapele dezvoltării meteorologiei. Organizarea actuală

Fenomenele meteorologice au reţinut atenţia omului din cele mai vechi timpuri. Pentru acele timpuri nu putea fi vorba de o interpretare şi o studiere sistematică a fenomenelor naturii. Majoritatea fenomenelor erau atribuite unor puteri supranaturale.

În Grecia antică, Herodot şi Aristotel au scris prima carte de meteorologie în care au adunat şi explicat aproape toate cunoştinţele geofizice din timpul lor.

Primele observaţii instrumentale în Europa, legate de dezvoltarea deosebită a ştiinţelor, datează din secolul al XVII-lea şi au fost făcute de G. Gallilei şi elevul său Torricelli, care în 1643 a inventat barometrul. În anul 1648 Pascal găseşte că aerul are o greutate şi fondează hidrostatica atmosferei.

Către sfîrşitul secolului al XVII-lea astronomul Halley publică o carte despre alizee şi musoni şi teoria termică a formării acestora, iar în 1735 Hadley descoperă acţiunea deviatoare asupra mişcării aerului datorită rotaţiei Pămîntului.

În a doua jumătate a secolului al XVIII-lea progresele ştiinţelor fizice conduc la descoperiri interesante şi în domeniul fenomenelor meteorologice. Apar astfel contribuţiile lui Franklin în domeniul electricităţii atmosferei, a lui Lavoisier în chimia aerului, a lui

Laplace în barometrie, a lui Charles în explorarea atmosferei libere. La începutul secolului al XIX-lea, matematicianul german Brandes întocmeşte, pe baza observaţiilor meteorologice, primele hărţi sinoptice.

Către mijlocul secolului al XIX-lea, ca urmare a descoperirii telegrafului electric, astronomul francez Le Verrier pune bazele primului serviciu sinoptic, de prevedere a timpului, creînd astfel premisele colaborării internaţionale în domeniul meteorologiei şi a înfiinţării unei organizaţii internaţionale de meteorologie care a luat naştere în 1873.

În primele decenii ale secolului al XX-lea, meteorologia cunoaşte noi etape de dezvoltare, marcate prin descoperiri importante, cum sînt cele privind fronturile atmosferice şi teoria ciclonilor aparţinînd şcolii norvegiene condusă de J. Bjerknes, descoperirea radiosondei aerologice de către francezii Bureau şi Idrac concomitent cu sovieticul Molcianov, dezvoltarea teoriilor de microfizică a norilor, aparţinînd suedezilor Findensein şi Bergeron, descoperirea de către Rossby a structurii curenţilor de aer din atmosfera superioară.

În ultimele două decenii ale secolului nostru s-a dezvoltat utilizarea tehnicilor spaţiale în sondarea atmosferei. Ca mijloace de măsurare a parametrilor meteorologici, în special în atmosfera înaltă, au apărut rachetele meteorologice şi sateliţii artificiali.

În ţara noastră, primele observaţii meteorologice s-au făcut la Iaşi în anul 1770, iar la Bucureşti între 1773 şi 1789. În anul 1836, profesorul Poenaru, la Bucureşti, efectuează observaţii meteorologice asupra presiunii, temperaturii şi umezelii aerului.

La 30 iulie 1884 ia fiinţă Institutul Meteorologic Central al României, avînd ca director pe inginerul şi academicianul Ştefan Hepites. Primul buletin meteorologic apare în 1885. O dezvoltare fără precedent a cunoscut meteorologia românească după 23 august 1944.

Activităţile de meteorologie din fiecare ţară sînt organizate, în general, sub forma unor servicii naţionale sau departamente. În cadrul acestor servicii funcţionează direcţii de specialitate sau institute. În ultimii ani sau, chiar de foarte mulţi ani, activităţile de meteorologie au fost asociate celor de hidrologie, formîndu-se astfel servicii sau institute hidrometeorologice.

În general, în cadrul serviciilor sau institutelor meteorologice şi hidrometeorologice se desfăşoară activităţi cu caracter operativ sau de deservire generală, cum sînt : prevederea timpului, agrometeorologia şi climatologia sau activitatea din reţeaua de staţii şi posturi meteorologice şi activităţi de cercetare, cum ar fi cele de meteorologie dinamică şi prognoză numerică şi de meteorologie spaţială. Probleme de cercetare sînt abordate şi în alte domenii ale meteorologiei — climatologie, agrometeorologie, aerologie, poluarea atmosferei, radiometrie şi electricitatea atmosferei.

Pentru buna desfăşurare a activităţilor, în cadrul serviciilor sau institutelor de meteorologie şi hidrometeorologie, se organizează secţii şi laboratoare de studii şi cercetări, precum şi servicii sau alte formaţii de lucru pentru activităţile auxiliare cercetării.

Institutul de meteorologie şi hidrologie (I.M.H.) din cadrul Consiliului Naţional al Apelor este organizat în acest fel, aducîndu-şi contribuţia la dezvoltarea economică şi socială a României.

Întreaga activitate de meteorologie pe plan mondial este coordonată de Organizaţia Mondială de Meteorologie (O.M.M.) cu sediul la Geneva. Ţara noastră este membrul fondator al acestei organizaţii din anul 1947.

Verificarea cunoştinţelor

1. Care sînt activităţile de meteorologie desfăşurate în oraşul unde funcţionează şcoala? Dar în oraşul cel mai apropiat de locul natal?
2. Ce alte activităţi meteorologice cunoaşteţi?

Capitolul 2

ATMOSFERA

1. Compoziția aerului atmosferic

În apropierea suprafeței terestre, atmosfera este formată dintr-un amestec de gaze permanente, din cîteva gaze variabile și din particule solide sau lichide. Dacă se face abstracție de particulele solide și de vaporii de apă, se poate stabili ponderea celorlalți componenți ai aerului atmosferic, exprimînd-o în procente din volum sau la o masă unitară de aer.

Pînă la înălțimea de aproximativ 20 km, principalele elemente componente ale aerului atmosferic pur și uscat, exprimate în procente, sînt cele indicate în tabela 1.

Tabela 1

Compoziția aerului uscat

Gazul	Conținutul, în % din volum	Conținutul, în % din masă
Azot	78,09	75,54
Oxigen	20,95	23,14
Argon	0,93	1,27
Bioxid de carbon	0,03	0,05
Neon	0,00182	—
Heliu	0,00052	—
Kripton, hidrogen, xenon, ozon, radon etc.	0,00066	—

După cum se poate observa, azotul și oxigenul formează 99% din compoziția aerului pur și uscat. În general, aceste două gaze nu au un rol activ în majoritatea fenomenelor meteorologice. Dimpotrivă, deși relativ reduse cantitativ, cîteva alte componente ale aerului, au o importanță deosebită în producerea unor fenomene meteorologice.

Din acest punct de vedere, prezintă un interes deosebit vaporii de apă, bioxidul de carbon și ozonul. Rolul vaporilor de apă și al umezelii în atmosferă este foarte mare. Cantitativ ei pot atinge cîteva procente din unitatea de volum. Trecerea vaporilor de apă în stare lichidă sau solidă pune în libertate căldura latentă care joacă un rol esențial în procesele termodinamice din atmosferă. În egală măsură, vaporii de apă au importante proprietăți radiative.

Cantitatea de bioxid de carbon oscilează între 0,02 și 0,03%. Acest gaz este foarte important în dezvoltarea vieții organice. El provine în atmosferă din respirația umană și animală, arderea și descompunerea substanțelor ce conțin carbon și din erupțiile vulcanice. Plantele absorb o mare cantitate din acest gaz. Sub efectul radiațiilor solare, prin fotosinteză, bioxidul de carbon se combină cu apa. În acest proces, plantele produc hidrați de carbon (amidonul, zahărul, celuloza etc.).

Aproximativ 99% din bioxidul de carbon produs pe Pămînt este disociat în apele oceanului planetar, depinzînd de temperatura acestuia. Concentrația de bioxid de carbon din atmosfera inferioară este influențată de variațiile temperaturii oceanului planetar. Ea este mai mare în orașe și în imediata apropiere a suprafeței solului.

Ozonul — O_3 — este o stare alotropică a oxigenului. El se găsește atît în straturile inferioare ale atmosferei, provenind din descărcările electrice, dar mai ales în straturile superioare, unde se formează, prin asocierea unei molecule de oxigen O_2 — cu un atom de oxigen O în prezența unei a treia particule, sub influența radiației ultraviolete emise de Soare.

Cantitativ, ozonul este totuși puțin, pentru că, totalizat într-un singur strat omogen, grosimea lui la temperatura de 0°C și la presiunea de 760 mm Hg nu ar depăși 3 mm.

Cantitatea cea mai mare de ozon se găsește între înălțimile de 22 și 25 km. Deasupra acestei înălțimi cantitatea sa scade, ajungînd ca la o înălțime de 50 km să fie aproape inexistent. În decursul unui an, cantitatea de ozon este mai mare primăvara și mai mică toamna și, de asemenea, este mai mare în emisfera nordică decît în cea sudică.

Ozonul are importanță foarte mare pentru viața de pe Pămînt. El reține radiațiile ultraviolete în mare măsură, pentru că, în condițiile ajungerii acestora în întregime la suprafața terestră, viața ar dispărea în cîteva minute.

Unitatea de volum de aer conține mii și zeci de mii de particule solide. Importanța acestora este mare în procesele de condensare, unde ele joacă rolul nucleelor de condensare.

Important de reținut este și faptul că, în afara vaporilor de apă și a bioxidului de carbon, celelalte gaze care formează aerul atmosferic sînt gaze permanente, prezența lor în aceeași proporție rămînînd foarte constantă pînă la înălțimi de aproximativ 80 km.

2. Masa și înălțimea atmosferei

După cum se știe, densitatea aerului este proporțională cu presiunea. Dar presiunea aerului scade cu înălțimea. Aceasta înseamnă că densitatea aerului scade cu înălțimea. Această scădere este destul de rapidă. Pînă la înălțimea de 5 km se găsește 50% din masa totală a atmosferei, pînă la 10 km, 75% din masa atmosferei, iar pînă la 20 km înălţime, 95%. Masa totală a atmosferei terestre este egală cu $52 \cdot 10^{14}$ t.

În ceea ce priveşte înălţimea atmosferei, se poate considera că nu există o limită superioară a atmosferei, aceasta trecînd treptat la spaţiul interplanetar.

După unele calcule teoretice, prezenţa unor molecule individuale de aer este posibilă pînă la o înălţime de 42 000 km deasupra ecuatorului şi pînă la 28 000 deasupra polilor. După ultimele cercetări, forma exterioară a învelişului gazos care înconjură Pămîntul se deformează datorită unei mişcări pe orbită cu o viteză de 30 km/s a acestuia, avînd forma unei cozi de cometă. Lungimea acestei cozi atmosferice atinge 100 000 km.

Stratul superior al atmosferei în care se mai observă unele fenomene fizice atinge înălţimea de 1 200 km.

Dintre aceste fenomene se menţionează *norii sidefii*, strălucitori şi aureolaţi, care se observă uneori la înălţimi de 22—27 km. La înălţimi şi mai mari, se situează *norii argintii*, care se deplasează cu o viteză de 40—80 m/s de la est şi nord-est către vest. Formarea acestor tipuri de nori indică prezenţa la mari înălţimi a vaporilor de apă. Aurorele boreale sau australe pot, de asemenea, să dea indicaţii asupra înălţimii atmosferei. Precizări preţioase asupra înălţimii atmosferei au fost şi vor fi obţinute pe măsura prelucrării datelor obţinute din sondarea atmosferei cu ajutorul rachetelor, a sateliţilor artificiali şi a zborurilor cosmice cu nave spaţiale.

3. Structura verticală a atmosferei

În decursul multor ani de cercetări şi observaţii asupra atmosferei terestre, s-a constatat că, pe verticală, se diferenţiază cîteva straturi cu proprietăţi fizice şi meteorologice distincte.

Din punctul de vedere al distribuţiei temperaturii aerului pe verticală, atmosfera poate fi împărţită în cinci straturi suprapuse (fig. 1): troposfera, stratosfera, mezosfera, termosfera şi exosfera.

Trecerea de la un strat la altul nu este bruscă ci treptată, putîndu-se delimita straturi de tranziţie, cu proprietăţi fizice şi meteorologice distincte. Acestea sînt: tropopauza, stratopauza şi mezopauza.

Cele mai ridicate temperaturi se înregistrează în apropierea suprafeţei terestre, în vecinătatea stratopauzei şi în termosferă. Ele se datoresc absorbţiei radiaţiilor solare.

Majoritatea radiaţiilor solare sînt absorbite de suprafaţa solului, care constituie sursa de încălzire a troposferei inferioare. Sursa de încălzire a stratosferei superioare o constituie prezenţa stratului de ozon care absoarbe radiaţiile ultraviolete de anumite lungimi de undă. De asemenea, procesele de absorbţie ale radiaţiilor ultraviolete şi a razelor X în termosferă conduc la încălzirea acesteia.

Creşterea temperaturii în vecinătatea tropopauzei şi în cîteva zone ale atmosferei se explică prin aceea că moleculele şi atomii gazelor ce

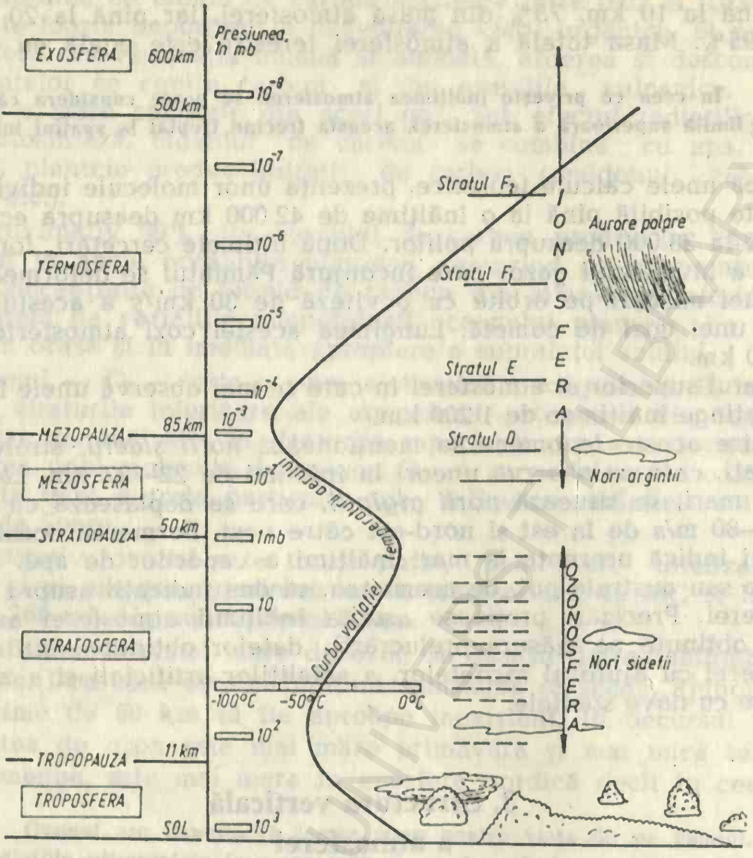

EXOSFERA
600km
Presiunea, în mb
500km
10^{-8}
10^{-7}
Stratul F2
IONOSFERA
Aurore polare
TERMOSFERA
10^{-6}
Stratul F1
10^{-5}
Stratul E
10^{-4}
10^{-3}
—MEZOPAUZA—
85km
Stratul D
MEZOSFERA
10^{-2}
Nori argintii
Curba variaţiei temperaturii
—STRATOPAUZA—
50km
1mb
10
OZONOSFERA
STRATOSFERA
Nori sidefii
-100°C
-50°C
0°C
10^{2}
—TROPOPAUZA—
11km
TROPOSFERA
SOL
10^{3}

Fig. 1. Structura verticală a atmosferei.

formează atmosfera se deplasează cu viteze foarte mari. Din acest punct de vedere, valorile ridicate de temperatură reflectă energia cinetică ridicată a particulelor ce constituie aerul atmosferic la aceste înălţimi.

a. **Troposfera.** Primul strat al atmosferei, situat în apropierea suprafeţei solului, poartă denumirea de troposferă. El se mai numeşte strat de amestec. Grosimea troposferei este variabilă în funcţie de latitudine. Astfel, la ecuator troposfera se întinde la verticală pînă la 17—18 km, la latitudini mijlocii pînă la 11 km, iar în regiunea polilor, pînă la 8—10 km.

Aerul din troposferă se găseşte într-o continuă mişcare atît orizontală cît şi verticală. În troposferă au loc uriaşe procese de transformare a energiilor acumulate de turbioanele de aer (cicloni şi anticicloni). Tot aici se produc majoritatea fenomenelor meteorologice. Densitatea aerului în troposferă este maximă, ea conţinînd aproximativ 3/4 din masa totală a atmosferei.

O caracteristică esenţială a troposferei este scăderea temperaturii aerului cu înălţimea. În medie, această scădere este de aproximativ 0,6°C pentru fiecare 100 metri ascensiune.

În anumite situații, temperatura aerului poate crește cu înălțimea sau poate rămîne constantă pe distanțe de cîteva sute de metri. Primul caz constituie o *inversiune de temperatură*, iar cel de-al doilea — *izotermie*.

La limita superioară a troposferei, la latitudinile mijlocii temperatura aerului coboară pînă la —50° sau —60°C.

În principiu, troposfera poate fi împărțită în următoarele substraturi :

1) *Inferior* (turbulent), care se întinde pînă la 1—2 km. În el este foarte evidentă influența (mecanică și termică) a suprafeței Pămîntului. În acest substrat se formează norii inferiori.

2) *Mijlociu*, situat între 2 și 6 km, mai puțin influențat de suprafața terestră, este sediul proceselor de bază ale transformării maselor de aer pe orizontală. În acest substrat, se formează și se dezvoltă norii mijlocii.

3) *Superior*, care se întinde de la înălțimea de 6 km pînă la limita inferioară a tropopauzei, este sediul formării cristalelor de gheață și a norilor superiori. În acest substrat, temperatura aerului este totdeauna negativă.

Tropopauza sau *substratosfera*, ca strat de tranziție între troposferă și stratosferă, are o grosime care variază de la cîteva sute de metri la 1—2 km.

La nivelul tropopauzei, la înălțimea de 10—12 km se formează curenți de aer de viteză foarte mare, orientați în general de la vest către est, viteza vîntului atingînd aici sute de km/h. Acești curenți rapizi poartă numele de *curenți fulger* sau *curenți jet* (jet streams).

Înălțimea la care se situează tropopauza variază în funcție de latitudine. În general, la latitudinile joase, se distinge o *tropopauză tropicală*, situată la aproximativ 18 km altitudine. La latitudini mari, la înălțimi de aproximativ 8 km, se distinge *tropopauza polară*.

Între tropopauza tropicală și cea polară, se observă frecvent o *tropopauză a latitudinilor mijlocii*, cu o structură foarte complexă. Ea este discontinuă și se prezintă deseori sub forma unei tropopauze multiple.

b. **Stratosfera.** Deasupra tropopauzei se situează stratul următor, denumit stratosferă, care începe în medie de la 11 km și se întinde pînă la 50 km. În stratosferă nu se formează sisteme noroase și nu există fenomene de convecție. În schimb, se observă un slab schimb turbulent.

În funcție de distribuția temperaturii și datorită unor particularități fizice, și stratosfera poate fi împărțită în trei substraturi :

1) *Inferior*, care se întinde de la nivelul tropopauzei pînă la aproximativ 20 km și are temperatura aerului de —55°C. Această temperatură rămîne constantă pe toată grosimea lui, fapt pentru care el se numește *strat de izotermie*.

2) *Mijlociu (cald)*, care se caracterizează printr-o creștere a temperaturii aerului cu înălțimea, la început mai lent pînă la 32 km, apoi rapid pînă la 40 km. În partea superioară a acestui substrat, temperatura aerului este aproape tot așa de ridicată ca la suprafața terestră.

3) *Superior (rece),* care este substratul cu care se termină stratosfera. Temperatura aerului scade din nou cu înălțimea, ajungînd, în apropierea stratopauzei, la —50°C.

c. **Mezosfera.** Deasupra stratopauzei se situează mezosfera. Temperatură rămîne constantă pe toată grosimea lui, fapt pentru care el se de 85 km valori de —95°C. La acest nivel se situează limita superioară a mezosferei și care poartă numele de mezopauză.

În meteorologie, partea atmosferei formată din troposferă, stratosferă și mezosferă poartă numele de *homosferă.*

d. **Termosfera.** Termosfera este stratul care se situează deasupra mezopauzei; temperatura aerului crește cu înălțimea. Această creștere se produce pînă la înălțimea de 400 km în perioada Soarelui calm și pînă la înălțimea de 500 km în perioada activităților solare intense (erupții).

În acest strat, compoziția atmosferei suferă modificări importante. Sub efectul fotodisocierii provocată de radiația solară de lungime de undă scurtă, moleculele unui mare număr de gaze se separă, formînd atomi. De asemenea, numărul moleculelor de oxigen (O_2) scade. La o înălțime de 130 km, 2/3 din numărul moleculelor de oxigen se separă în atomi, datorită efectului radiațiilor ultraviolete emise de Soare.

Pe de altă parte, moleculele și atomii gazelor ce compun termosfera au tendința de a se separa unele de altele. Astfel, pe măsura creșterii înălțimii, moleculele de azot care sînt cele mai grele cedează locul atomilor de oxigen care, la rîndul lor, sînt progresiv înlocuiți, la nivelurile cele mai înalte, de către atomii de hidrogen, mult mai ușori.

În clasificări mai vechi ale straturilor atmosferei, în afara troposferei și stratosferei, se definea stratul situat deasupra stratopauzei sub denumirea de *ionosferă.*

În clasificarea mai nouă, sub denumirea de ionosferă se înțelege partea din atmosfera terestră care se caracterizează prin puternice concentrații de particule electrice (ioni), precum și concentrații de electroni liberi care permit reflexia undelor electromagnetice și favorizează, prin aceasta, radiocomunicațiile.

În funcție de capacitatea de reflexie a undelor electromagnetice, ionosfera poate fi împărțită în mai multe straturi.

1) *Stratul D* coincide practic cu partea superioară a mezosferei. Acest strat reflectă undele electromagnetice de joasă frecvență și absoarbe pe cele de frecvență medie și înaltă. Existența lui se datorește esențial radiației solare, el dispărînd după apusul Soarelui.

Stratul D este foarte activ în perioada erupțiilor cromosferei solare. În aceste perioade, el provoacă, în general, o întrerupere totală a comunicațiilor de radio în banda de frecvențe medii și înalte. Acest fenomen este cunoscut sub denumirea de *perturbație ionosferică bruscă.*

2) *Stratul E* se situează, în general, între 90 și 140 km înălțime. El reflectă undele radio de medie și înaltă frecvență. În condiții normale și acest strat dispare la apusul Soarelui.

3) *Stratul F* se situează deasupra înălțimii de 140 km. El conține două substraturi, notate cu F_1 și respectiv F_2. Substratul F_1 nu există decît ziua, cînd Soarele este sus, pe bolta cerească. Noaptea și ziua cînd Soarele este aproape de orizont, el se confundă cu substratul F_2.

Substratul F_1 joacă un rol foarte important în propagarea undelor radio de medie și înaltă frecvență.

Substratul F_2 este deosebit de important în radiocomunicațiile la mari distanțe. Densitatea electronilor este maximă la înălțimi cuprinse între 250 și 500 km.

În partea superioară a substratului F_2 atmosfera este constituită aproape în întregime din protoni (hidrogen atomic ionizat) și din electroni. Natura sa este asemănătoare cu cea a gazului interplanetar ce-l înconjură.

e. Exosfera. Ionosfera, constituită din ioni și electroni se întinde pe verticală pînă la fuziunea cu gazul interplanetar. Cu toate acestea, la înălțimi de aproximativ 1 200 km, densitatea particulelor neutre din punct de vedere electric este aproximativ egală cu densitatea electronilor.

Între înălțimile de 500 și 600 km densitatea particulelor neutre este atît de mică încît particulele nu se mai ciocnesc practic între ele decît foarte rar. Drumul liber mediu pe care-l parcurg aceste particule este atît de mare încît ele scapă influenței forței de gravitație a Pămîntului.

Această regiune, situată la o înălțime de 500—600 km în atmosfera liberă poartă numele de *exosferă.*

4. Atmosfera standard

Sub acest nume se înțelege o *atmosferă de referință,* adică o atmosferă convențională în care temperatura și compoziția aerului atmosferic au o distribuție verticală simplificată, dar destul de apropiată de cea reală într-o porțiune determinată a atmosferei. De asemenea, și presiunea atmosferică are o repartiție verticală apropiată de aceea determinată prin măsurători. Atmosfera standard mai poartă denumirea și de *atmosferă tip.*

Astfel de atmosfere de referință au numeroase aplicații în meteorologie și, în particular, în aeronautică și astronautică, în dirijarea aeronavelor de tip clasic și cosmice.

În prezent există o singură atmosferă standard (troposferă-stratosferă — mezosferă) cu caracter internațional, acceptată de majoritatea țărilor lumii, pînă la înălțimi de 90 km în atmosfera liberă.

Pentru înălțimi în atmosferă sub 20 km, în baza unui acord internațional încheiat în 1952, a fost adoptată atmosfera standard OACI (Organizația internațională a aviației civile).

Atmosfera standard internațională este, de fapt, o extindere a atmosferei standard OACI pentru înălțimi mai mari de 20 km.

Ea se definește convențional, prin următoarele ipoteze:

1) Aerul este absolut uscat, cu o compoziție uniformă și poate fi considerat un gaz perfect.

2) Atmosfera este formată din straturi suprapuse, în fiecare dintre ele temperatura fiind independentă de înălțime, adică este o funcție liniară de înălțimea H.

3) Accelerația gravitațională $g = 9{,}80665\ m/s^2$ este constantă.

4) Valoarea temperaturii, presiunii și densității aerului, la nivelul mediu al mării, este respectiv :

$$t_0 = 15°C\ ; \qquad p_0 = 1\,013{,}25\ mb\ ; \quad \rho_0 = 1\,225\ g/m^3$$

5) Gradientul vertical de temperatură este de 6,5°C pe un kilometru înălțime, pornind de la nivelul mării pînă la nivelul tropopauzei situat la 11 km înălțime.

Pentru întreaga grosime a atmosferei în care este valabilă atmosfera standard internațională, gradientul termic vertical are următoarele valori :

Înălțimi, în km	0—11	11—20	20—32	32—47	47—52	52—61	61—79	79—90
Gradient vertical, în °C/km	—6,5	0	+1,0	+2,8	0	—2,0	—4,0	0

În funcție de aceste „date inițiale" se calculează tabele numerice uzuale, folosite de echipajele aeronavelor.

Verificarea cunoștințelor

1. Care este importanța vaporilor de apă din aerul atmosferic. Dar a bioxidului de carbon ?
2. Definiți structura verticală a atmosferei folosind distribuția temperaturii aerului sau a altor mărimi variabile (densitate, umezeală, presiune etc.).
3. Întocmiți un tabel sintetic cu principalele caracteristici ale troposferei, tropopauzei și stratosferei.
4. Care sînt principalele proprietăți electrice ale atmosferei înalte ?
5. Definiți atmosfera standard și comparați-o cu diverse atmosfere reale, folosind datele meteorologice din cîteva zile consecutive.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 3

ENERGIA RADIANTĂ

1. Energia solară și cîteva din legile ei

Totalitatea fenomenelor meteorologice care au loc la suprafața pămîntului și în atmosfera acestuia se datoresc energiei solare.

Fluxul energiei luminoase emis de Soare poartă denumirea de *energie radiantă.* Recepționată de suprafața terestră, energia radiantă se transformă în căldură. Fără lumina și căldura venită de la Soare, viața animală și vegetală la suprafața pămîntului nu ar fi posibilă. În afara energiei radiante provenită de la Soare, pămîntul și atmosfera mai primesc o foarte mică cantitate de energie și de la stele, alte planete din sistemul nostru solar și din centrul pămîntului. Aceste energii sînt însă extrem de mici în comparație cu energia solară, fapt pentru care ele se neglijează în bilanțurile de energie ale sistemului pămînt-atmosferă.

Soarele constituie cel mai mare izvor de lumină și căldură cunoscut. Traversînd atmosfera, energia radiantă este foarte puțin absorbită de către aceasta. Cea mai mare parte din aceasta este absorbită de scoarța terestră și transformată în energie calorică. Partea meteorologiei care se ocupă cu studiul radiațiilor solare poartă denumirea de *radiometrie* sau *actinometrie* (de la grecescul *actinos* – rază).

Repartiția energiei radiante pe suprafața pămîntului se face conform *legii distanțelor :*

Cantitatea de căldură primită de unitatea de suprafață dispusă perpendicular pe direcția radiațiilor este invers proporțională cu pătratul distanței dintre suprafață și sursa de căldură.

Se consideră într-un punct O o sursă de căldură ce emite în unitatea de timp cantitatea de căldură Q (fig. 2). Această cantitate de

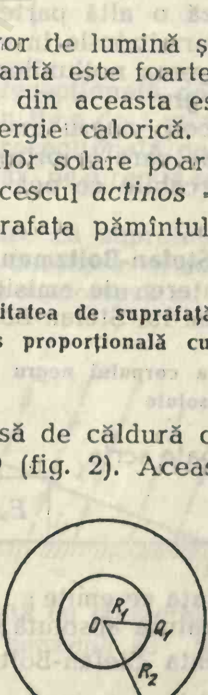


Fig. 2. Legea distanțelor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

căldură se propagă pe cele două suprafețe sferice concentrice cu centrul în O. Pentru fiecare în parte se poate scrie

$$\frac{Q}{4\pi R_1^2} = Q_1 \text{ și } \frac{Q}{4\pi R_2^2} = Q_2 .$$

Făcînd raportul dintre aceste relații se obține :

$$\boxed{\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{R_2^2}{R_1^2} .}$$

Radiațiile solare au o natură ondulatorie, reprezentînd vibrații electromagnetice. Acestea pot fi caracterizate printr-o frecvență F și o lungime de undă λ .

Prin definiție, lungimea de undă

$$\lambda = \frac{C}{F} ,$$

unde $C = 3.10^8$ m/s reprezintă viteza de propagare, în vid, a luminii. Lungimea de undă se exprimă în metri, iar frecvența, în herți.

Orice corp emite o radiație care depinde de temperatura sa și de natura suprafeței sale. Această emisie de radiație se face în detrimentul energiei interne a corpului care emite și, dacă nu intervine nici o altă sursă de energie din afară, temperatura corpului ce emite scade.

În general, un corp care primește radiații reflectă o parte dintre acestea, difuzează o altă parte în toate direcțiile și absoarbe restul radiațiilor transformîndu-le în căldură, care ridică temperatura sa.

Pentru înțelegerea noțiunilor de radiometrie, trebuie cunoscută noțiunea de *corp negru.*

Se numește *corp negru* un „corp teoretic" care absoarbe integral toate radiațiile pe care le primește. Radiațiile corpului negru prezintă proprietăți remarcabile ce pot fi evidențiate prin cîteva legi generale.

a. Legea lui Ștefan-Boltzman. Orice corp negru emite o radiație. Se poate calcula puterea de emisie a corpului negru, în funcție de temperatura sa. Legea lui Ștefan-Boltzman se enunță astfel :

puterea de emisie a corpului negru este direct proporțională cu puterea a 4-a a temperaturii sale absolute

Analitic se poate scrie

$$\boxed{E = S \cdot \sigma T^4 ,}$$

unde :

S este suprafața ce emite ;
T — temperatura absolută ;
σ — constanta Ștefan-Boltzman ($5,67 . 10^{-8}$ cal./m^2/grad^4).

b. Legea lui Wien. Radiația emisă se realizează, în general, într-un domeniu de lungimi de undă. Dacă pentru o temperatură dată se ana-

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lizează puterea de emisie a fiecărei unităţi de suprafaţă, la lungimile de undă ale emisiei, se constată că puterea de emisie are o valoare maximă la un moment dat. Acestei valori maxime îi corespunde o lungime de undă maximă λ_{max}. Această lungime de undă este cu atît mai scurtă cu cît temperatura corpului ce emite este mai mare.

Legea lui Wien exprimă tocmai relaţia ce există între lungimea de undă maximă şi temperatura corpului emiţător şi se scrie :

$$\boxed{\lambda_{\max} = \frac{b}{T},}$$

unde :

b este o constantă egală cu 2 897 . 10^{-6}m. grad ;

T — temperatura absolută a corpului.

2. Intensitatea radiaţiilor. Constanta solară

Prin intensitatea radiaţiei solare se înţelege cantitatea de căldură (în calorii) primită de unitatea de suprafaţă (1 cm^2) dispusă perpendicular pe direcţia razelor solare, în timp de 1 min.

Pentru calculul intensităţii radiaţiei se poate aplica formula simplă

$$\boxed{I_1 = I \cdot \sin \alpha,}$$

unde :

I_1 este intensitatea radiaţiei, în cal., recepţionată de 1 cm^2 al unei suprafeţe orizontale oarecare în timp de 1 min ;

I — intensitatea radiaţiei, în cal., recepţionată de 1 cm^2 al unei suprafeţe dispuse perpendicular pe direcţia razelor solare, în timp de 1 min ;

α — unghiul format de razele solare cu suprafaţa orizontală şi reprezintă înălţimea Soarelui deasupra orizontului. Se mai numeşte *distanţa zenitală*, cînd se notează cu $h_{\odot}$ (fig. 3).

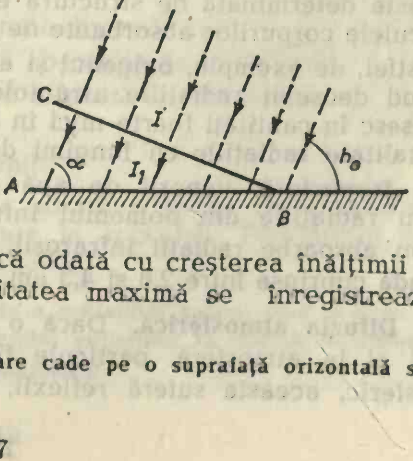


Fig. 3. Incidenţa razelor solare.

Intensitatea radiaţiilor se modifică odată cu creşterea înălţimii Soarelui deasupra orizontului. Intensitatea maximă se înregistrează la amiază, cînd $\alpha = 90°$.

Fluxul energiei solare directe care cade pe o suprafaţă orizontală se numeşte insolaţie.

La limita superioară a atmosferei, intensitatea radiației solare este egală cu 1,94 cal/cm^2.min. Aceasta este intensitatea cu care ea intră în atmosferă. Dacă atmosfera ar fi un mediu absolut pur și transparent, la suprafața Pămîntului ar trebui să se înregistreze aceeași intensitate. Nefiind însă pură și perfect transparentă, intensitatea radiației primare se modifică.

Intensitatea radiațiilor solare la limita superioară a atmosferei — egală în medie cu 1,94 cal/cm^{2}min — poartă denumirea de constantă solară.

Noțiunea de constantă solară este oarecum improprie, deoarece modificările intensității activității Soarelui determină și variația intensității radiației solare, deci și a constantei solare, care poate avea valori cuprinse între 1,88 și 2,01 cal/cm^2.min.

3. Radiația solară
și atmosfera

Soarele radiază aproximativ ca un corp negru, temperatura suprafeței sale fiind de ordinul a 6 000°K. Aceasta rezultă din legea lui Wien, cunoscînd că lungimea de undă maximă ce corespunde puterii de emisie maximă este $\lambda_{max} \approx 0,5$ μm.

Radiația solară se situează, în principal, într-o bandă de lungimi de undă (spectrul solar) cuprinse între 0,25 și 5 μm.

Aproximativ 8% din radiațiile solare corespund unor lungimi de undă mai mici de 0,4 μm (radiații ultraviolete), 41% corespund unor lungimi de undă cuprinse între 0,4 și 0,7 μm (domeniul vizibil), iar restul de 51% corespund unor lungimi de undă mai mari de 0,7 μm (radiațiile infraroșii).

În condițiile cerului senin, radiația solară ce traversează atmosfera slăbește în intensitate. Această slăbire a intensității se datorește a două cauze distincte: absorbția selectivă și difuzia atmosferică.

a. **Absorbția atmosferică** este selectivă, prin aceea că ea depinde pe de o parte de prezența în aerul atmosferic a ozonului, a vaporilor de apă sau a altor gaze în amestec cu aerul, iar pe de altă parte ea depinde de lungimea de undă a radiațiilor incidente. Absorbția selectivă este determinată de structura electronică a atomilor ce constituie moleculele corpurilor absorbante de energie solară.

Astfel, de exemplu, oxigenul și azotul, dar în special ozonul, absorb în mod deosebit radiațiile utraviolete. Chiar dacă acești componenți se găsesc în cantități foarte mici în atmosfera înaltă, ei absorb aproape în totalitate radiațiile cu lungimi de undă mai mici de 0,3 μm.

În troposferă, vaporii de apă au o mare afinitate de absorbție pentru radiațiile din domeniul infraroșu. De asemenea, bioxidul de carbon absoarbe radiații infraroșii, în special în domeniul lungimilor de undă cuprinse între 2,8 și 4,3 μm.

b. **Difuzia atmosferică.** Dacă o rază de lumină, întîlnește pe traiectul ei în atmosferă, particule fine aflate în suspensie în aerul atmosferic, aceasta suferă reflexii, refracții și difracții, fenomene ce conduc la dispersia (difuzia) în toate direcțiile a radiației incidente. Acesta este fenomenul de *difuzie atmosferică.*

În funcție de dimensiunile particulelor care difuzează, difuzia atmosferică poate fi : moleculară și prin aerosoli.

În cazul difuziei moleculare, particulele ce difuzează sînt moleculele de aer atmosferic ale căror dimensiuni sînt mult mai mici decît lungimea de undă a radiației întîlnite. Se poate arăta că, în acest caz, difuzia este invers proporțională cu puterea a 4-a a lungimii de undă.

Difuzia moleculară este puțin eficace pentru radiațiile infraroșii, dar acționează eficient asupra radiațiilor ultraviolete de mică lungime de undă. Prin acest fenomen, se explică culoarea albastră a cerului, deoarece lungimile de undă scurtă, din domeniul vizibil, corespund acestei culori.

Atmosfera conține particule microscopice, de diverse dimensiuni și proveniențe, particule ce se găsesc în suspensie în aerul atmosferic. Ele poartă numele de *aerosoli.* Dintre acestea fac parte fumul, praful, diferite cristale. Și în acest caz, difuzia depinde de lungimea de undă la o putere oarecare, mai mică însă de 4, așa cum era în cazul difuziei moleculare. Dată fiind marea diversitate, ca formă și mărime, a aerosolilor din atmosferă, puterea lui λ este de 1,3. Așadar, difuzia prin aerosoli este invers proporțională cu puterea 1,3 a lungimii de undă.

Rezultă de aici că, difuzia prin aerosoli depinde mai puțin de lungimea de undă și, prin aceasta, se explică de ce poluarea atmosferei cu diverse particule modifică culoarea albastră a cerului.

În general, procesele de difuzie sînt cu atît mai intense cu cît grosimea stratului de aer traversat este mai mare. Spus altfel, difuzia atmosferică depinde de înălțimea Soarelui deasupra orizontului.

Difuzia atmosferică determină slăbirea intensității radiației solare incidente. De exemplu, la amiază, în timpul verii, datorită difuziei moleculare, intensitatea radiației incidente este diminuată cu 10%. În ceea ce privește difuzia prin aerosoli, diminuarea intensității radiației incidente este variabilă, fiind cuprinsă între 5 și 60%, în funcție de înălțimea Soarelui deasupra orizontului și de gradul de agitare al atmosferei.

Se poate scrie

$$R_d = C \cdot \cos \cdot h_\odot - R_a - R_{dif},$$

unde :

R_d este radiația solară recepționată direct la sol ;
R_a — partea din radiația solară absorbită de atmosferă ;
R_{dif} — partea din radiația solară difuzată de atmosferă ;
C — constanta solară ;
$h_\odot$ — distanța zenitală a Soarelui.

Se mai poate arăta că radiația solară difuzată de atmosferă are două componente : una care ajunge la suprafața Pămîntului și alta care este dirijată înspre atmosfera înaltă.

Procesele de absorbție și difuzie a radiațiilor solare, cînd acestea traversează atmosfera, fac ca 43% din totalul radiațiilor să rămînă în atmosferă și numai 57% să ajungă la suprafața pămîntului.

Slăbirea intensității radiațiilor solare se poate calcula cu formula:

$$\boxed{I = C \cdot p^m,}$$

unde:

I este intensitatea radiațiilor la suprafața Pămîntului;
C — constanta solară;
p — coeficientul de transparență al aerului atmosferic, întotdeauna mai mic ca 1;
m — grosimea atmosferei străbătută de radiații.

Această formulă de calcul, exprimă *legea lui Bouguer* care se enunță astfel:

Intensitatea radiațiilor solare descrește în progresie geometrică atunci cînd grosimea atmosferei străbătută de acestea crește în progresie aritmetică.

Legea lui *Bouguer* nu este valabilă decît pentru o atmosferă omogenă. Coeficientul de transparență al aerului este variabil în funcție de lungimea de undă a radiațiilor, fiind direct proporțional cu aceasta. El depinde, de asemenea, de umezeala aerului, în sensul că la o creștere a acesteia, coeficientul de transparență scade, iar la o scădere a umezelii acesta crește.

4. Radiația solară directă și difuză

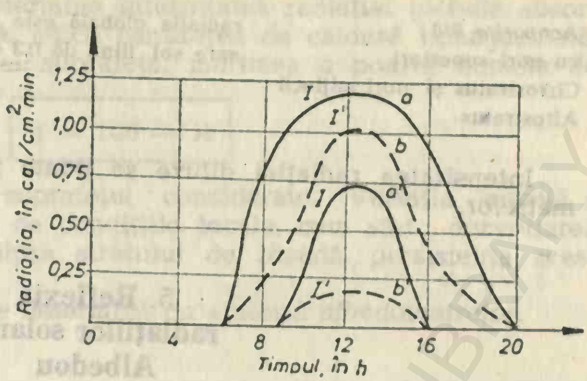
Prin radiație solară directă se înțelege energia radiantă ce ajunge la suprafața Pămîntului direct de la Soare. Intensitatea radiației directe depinde de înălțimea Soarelui deasupra orizontului, de nebulozitate, de transparența aerului și de altitudinea punctului de observație. Intensitatea maximă a radiației directe se produce la amiaza locului, iar valorile ei minime se produc la răsăritul și asfințitul Soarelui. În cursul unui an, radiația directă înregistrează o valoare maximă în lunile de primăvară și nu în cursul verii, deoarece transparența aerului este mai mare primăvara. Insolația, în schimb, înregistrează valori maxime vara, deoarece asupra acesteia influențează mai puțin transparența aerului și mai mult înălțimea Soarelui deasupra orizontului (fig. 4).

Radiația directă este diferită la diferite înălțimi deasupra nivelului mării, valorile înregistrate la șes diferind mult de cele înregistrate în zonele de deal sau în cele montane.

Radiația solară rezultată din difuzia energiei radiante poartă numele în radiometrie de *radiație difuză*. Lumina difuză împreună cu radiația directă dă luminozitatea zilei. Intensitatea radiației difuze depinde de înălțimea Soarelui deasupra orizontului, de nebulozitate, de transparența aerului și de altitudinea locului.

Fig. 4. Variațiile zilnice ale radiației directe *I* și ale insolației *I'*:

curbele *a* și *b* — în cursul unei zile de vară ; curbele *a'* și *b'* — în timpul unei zile de iarnă.



Intensitatea maximă diurnă se înregistrează la amiaza locului și este egală cu 0,25 cal/cm^2·min în luna iunie, iar valoarea minimă, în luna decembrie și este egală cu 0,01 cal/cm^2. min.

În zona de munte, intensitatea radiației difuze scade cu altitudinea.

Radiația difuză este mult mai mare în zilele noroase decît în cele senine. În condițiile cerului complet acoperit, radiația directă este nulă, luminozitatea zilei fiind dată numai de radiația difuză. Norul, constituit din particule fine de apă sau gheață, constituie un mediu foarte propice pentru difuzie. Deoarece dimensiunile particulelor ce constituie norul sînt deseori mai mari decît lungimea de undă a radiațiilor solare, difuzia datorită norilor nu va depinde de lungimea de undă a radiațiilor.

În condițiile unui cer acoperit, o parte din radiația difuză este dirijată în sus, spre părțile superioare ale atmosferei, constituind ceea ce se numește *reflexia difuză*. Restul de radiație difuză este orientată spre sol, constituind ceea ce se numește *transmisia difuză*.

În radiometrie, se vorbește deseori de *albedoul* norului, care reprezintă raportul procentual dintre energia reflectată prin difuzie și energia inițială (incidentă). Albedoul unui nor depinde de mai mulți factori și, în special, de unghiul sub care cad razele solare pe nor, de natura norului și de grosimea lui. De exemplu, albedoul unui strat de nori poate să varieze între 40 și 90%.

În egală măsură norii absorb o parte din radiația solară. Această absorbție este relativ redusă, ea crește odată cu grosimea norului, atingînd 7—8% din valoarea radiației incidente, în cazul norilor celor mai groși.

Suma radiației directe și a celei difuze, în radiometrie, poartă numele de *radiație globală*.

Este evidentă concluzia că radiația globală recepționată la sol în condițiile unui cer acoperit este mult mai mică decît radiația globală recepționată în condițiile unui cer senin.

Se dau pentru exemplificare cîteva cifre :

Cer senin :	radiația globală ≈ 0,9 cal/cm^2.min, din care radiația difuză orientată către sol reprezintă 0,2 cal/cm^2.min.
Acoperire 4/8 : cu nori Cumulus	radiația globală ≈ 0,8 cal/cm^2.min din care radiația difuză orientată către sol reprezintă 0,35 cal/cm^2.min.

Acoperire 8/8 : cu nori superiori Cirrostratus şi nori mijlocii Altostratus	radiaţia globală este egală cu radiaţia difuză orientată spre sol, fiind de 0,3 cal/cm^2.min.

Intensitatea radiaţiei difuze se poate măsura cu ajutorul *piranometrelor.*

5. Reflexia radiaţiilor solare. Albedou

Radiaţia solară — cea directă şi cea difuză — ajungînd la suprafaţa Pămîntului nu este absorbită în totalitate de aceasta. O parte din radiaţie se reflectă, în timp ce cealaltă parte se propagă în sol, contribuind la încălzirea acestuia. Capacitatea de reflexie a unei suprafeţe depinde de natura corpului, de proprietăţile sale fizice, de culoarea sa.

Albedoul A al unei suprafeţe se defineşte prin raportul procentual dintre radiaţia reflectată R şi cea incidentă I, raportate la unitatea de suprafaţă.

Analitic, aceasta se poate scrie

$$\boxed{A = \frac{R}{I} \cdot 100.}$$

Albedoul exprimă procentual cantitatea radiaţiilor reflectate în raport cu cele primite de unitatea de suprafaţă. Albedoul diferă de la o suprafaţă la alta şi depinde de natura suprafeţei, de culoarea ei, de stratul de vegetaţie ce o acoperă (tabela 2).

Tabela 2

Valorile albedoului pentru diferite suprafeţe

Suprafaţa	Albedoul, în %
Sol negru	10—15
Sol de culoare deschisă	22—23
Iarbă verde	26
Iarbă uscată	19
Ogor curat	8
Pădure de brad	10—18
Strat de zăpadă veche	30—50
Zăpadă nou căzută	75—90

Albedoul depinde de înălţimea Soarelui deasupra orizontului. Odată cu scăderea acesteia, albedoul creşte. Cunoaşterea albedoului unei suprafeţe permite să se determine intensitatea radiaţiei globale absorbită de suprafaţa cercetată, adică cantitatea de căldură înmagazinată. Dacă A este albedoul unei suprafeţe, mărimea a poartă numele de

$$\boxed{a = 100 - A}$$

coeficient de absorbţie al suprafeţei considerate. Variaţia anuală a albedoului este în funcţie de condiţiile locale, cum sînt: dezvoltarea vegetaţiei, prezenţa sau lipsa stratului de zăpadă, persistenţa acestuia etc.

Albedoul suprafeţelor se determină cu ajutorul *albedometrelor.*

6. Radiaţia efectivă

Radiaţiile solare, analizate pînă acum, fac parte din categoria radiaţiilor de mică lungime de undă. În atmosferă există însă şi radiaţii de mare lungime de undă, denumite *radiaţii calorice,* emise atît de scoarţa terestră, cît şi de atmosferă. Aceste radiaţii au lungimea de undă cuprinsă între 4 şi 40 μm.

Emisia şi absorbţia acestor radiaţii se face în atmosferă prin intermediul picăturilor de apă lichidă, a vaporilor de apă, a bioxidului de carbon şi a ozonului. Încălzindu-se de la Soare, scoarţa terestră emite un flux de radiaţii E_t. Atmosfera la rîndul ei, avînd o anumită temperatură, va emite şi ea o radiaţie care se subdivide în două ramuri. Una se dirijează spre păturile superioare ale atmosferei, iar cealaltă ramură, denumită *contraradiaţia atmosferei* C_a sau *radiaţia inversă* se dirijează spre pămînt.

Diferenţa acestor două fluxuri de radiaţie poartă numele în actinometrie de *radiaţie efectivă* şi se notează prin R_e :

$$\boxed{R_e = E_t - C_a.}$$

Mărimea radiaţiei efective oscilează de obicei între 0,1 şi 0,3 cal/cm^2.min. Ea depinde în mare măsură de nebulozitate. Valoarea maximă a lui R_e se produce la orele 12, iar valoarea minimă, înainte şi după răsăritul Soarelui. Anual, R_e înregistrează o valoare maximă primăvara şi una minimă în lunile de iarnă. Intensitatea radiaţiei efective se determină cu ajutorul *pirgeometrelor.*

7. Bilanţul radiativ al scoarţei terestre şi al atmosferei

Rezultatul diferitelor schimburi de energii radiante ce intră în joc în ansamblul Soare-suprafaţă terestră-atmosferă constituie *bilanţul radiativ* al suprafeţei terestre şi al atmosferei.

a. Bilanțul radiativ al suprafeței terestre — B_T. În cazul suprafeței terestre intră în joc și sînt absorbite de către aceasta părți din următoarele categorii de radiații:

— radiația solară directă care atinge solul R_d;
— radiația difuză a atmosferei, dirijată spre sol R_{dif};
— radiația atmosferei dirijată spre sol R_{AS}.

Radiația globală

$$R_g = R_d + R_{dif}\,.$$

Dacă se notează cu R_{gabs} partea din radiația globală absorbită și prin A albedoul suprafeței terestre, atunci

$$R_{gabs} = R_g\,(1 - A)\,,$$

adică R_{gabs} este egală cu produsul dintre radiația globală și coeficientul de absorbție al suprafeței considerate.

În bilanțul radiativ partea din radiația atmosferei absorbită și dirijată către suprafața terestră R se consideră multiplicată cu un coeficient α, care reprezintă coeficientul de absorbție al suprafeței terestre pentru domeniul lungimilor de undă ale emisiei atmosferei. În realitate, α este aproape egal cu unitatea.

Față de cele de mai sus, aportul total de căldură către suprafața terestră se poate exprima prin relația:

$$R_g\,(1 - A) + \alpha \cdot R_{AS}\,.$$

Scoarța terestră pierde, prin radiație, o parte din căldura acumulată, deci există o emisie de energie radiantă a scoarței terestre, R_T.

În final, bilanțul radiativ al scoarței terestre se scrie

$$\boxed{B_T = R_g\,(1 - A) + \alpha \cdot R_{AS} - R_T\,.}$$

Bilanțul radiativ exprimă, deci, diferența dintre radiațiile solare incidente și cele reflectate, adică dintre radiațiile reținute și cele puse în libertate (fig. 5).

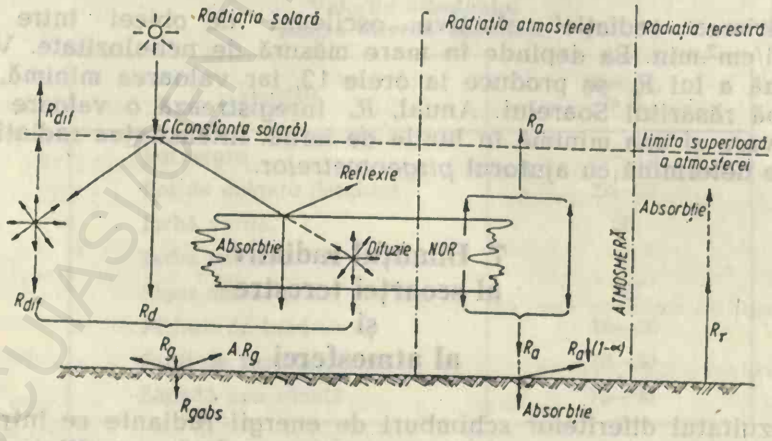

Radiația solară
Radiația atmosferei
Radiația terestră
R_{dif}
C(constanta solară)
R_a
Limita superioară a atmosferei
Reflexie
Absorbție
Absorbție
Difuzie
NOR
ATMOSFERĂ
R_{dif}
R_d
R_g
$A.R_g$
R_a
$R_a(1-\alpha)$
R_T
R_{gabs}
Absorbție

Fig. 5. Schimburile radiative în ansamblul Soare-suprafață terestră-atmosferă.

Bilanţul radiativ constituie unul din factorii meteorologici cei mai importanţi, pentru că de mărimea lui depinde distribuţia temperaturii în sol şi în straturile de aer din imediata lui apropiere. De el depind, de asemenea, intensitatea evaporaţiei şi topirea zăpezii.

În decursul unei zile, bilanţul radiativ al scoarţei terestre, ca urmare a înclinării razelor solare, este negativ pînă la circa 1 h după răsăritul Soarelui, apoi devine pozitiv pe durata zilei şi la 1 h înainte de apusul Soarelui are din nou valori negative.

Este de remarcat, de asemenea, că bilanţul B_T suferă variaţii mult mai mari în timpul zilei decît în timpul nopţii, datorate evident variaţiilor diurne ale radiaţiilor solare directe.

Valorile bilanţului sînt ceva mai ridicate în primele ore ale dimineţii decît în cele de după-amiază. Aceasta s-ar explica prin aceea că scoarţa terestră este mult mai caldă după-amiaza decît dimineaţa şi deci radiaţia solului este mai puternică.

Bilanţul radiativ al scoarţei terestre, într-o zi cu cer senin este diferit de cel înregistrat într-o zi noroasă (fig. 6).

Nebulozitatea reduce valorile diurne ale bilanţului scoarţei terestre datorită faptului că radiaţia solară directă este, în parte, reflectată de nori. La sol, această atenuare a bilanţului este parţial mascată datorită radiaţiei proprii a bazei norilor. Aportul radiaţiei norilor este foarte evident noaptea, făcînd ca bilanţul radiativ al scoarţei terestre să nu fie intens negativ, ceea ce atenuează răcirea puternică a solului. Astfel se explică de ce în nopţile senine se înregistrează temperaturi minime în aer şi pe sol mult mai coborîte decît în nopţile noroase, evident în condiţiile aceleiaşi mase de aer.

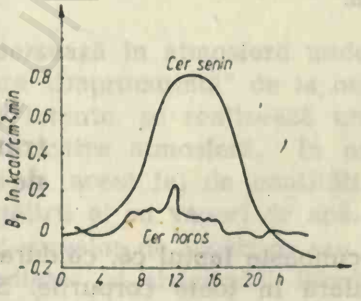


Fig. 6. Influenţa nebulozităţii asupra bilanţului scoarţei terestre B_T.

Bilanţul radiativ al scoarţei terestre este strîns legat şi de natura suprafeţei pămîntului. Albedoul, starea higrometrică, conductibilitatea termică a solului etc. sînt factori locali care intervin în valorile bilanţului radiativ B_T.

Bilanţul radiativ al scoarţei terestre prezintă şi variaţii anuale, determinate de factori astronomici şi de variaţia anuală a albedoului suprafeţei terestre, legată strîns de gradul de acoperire a solului cu vegetaţia.

Bilanţul radiativ mediu anual al scoarţei terestre este peste tot pozitiv, punîndu-se astfel în evidenţă excedentul radiativ al suprafeţei terestre. O im-

portantă parte a acestui excedent de energie este cedată de suprafaţa terestră atmosferei, contribuind la încălzirea acesteia şi la producerea şi evoluţia unor fenomene meteorologice.

b. **Bilanţul radiativ al atmosferei** — B_A. Aportul de căldură în atmosferă se datorește absorbţiei de către aceasta a unei părţi din următoarele fluxuri de energie: radiaţia solară directă ce traversează atmosfera — R_{da}; radiaţia terestră — R_T.

Pierderile radiative de căldură se datoresc emisiei atmosferice dirijate către atmosfera superioară $R_a^{\uparrow}$ şi suprafaţa solului $R_a^{\downarrow}$.

Bilanţul acestor schimburi se poate scrie

$$B_A = R_{da} + R_T - R_a^{\uparrow} - R_a^{\downarrow}$$

Toate evaluările componentelor acestui bilanţ atestă că B_A este întotdeauna negativ.

O astfel de situaţie determină o încălzire a solului şi deci o creştere a radiaţiei lui pe de o parte, iar pe de altă parte o răcire a atmosferei şi deci o atenuare a pierderilor de căldură prin radiaţie a acesteia. Dacă lucrurile ar sta aşa, atunci s-ar crea treptat un echilibru radiativ, ceea ce s-ar traduce printr-un regim termic echilibrat la suprafaţa solului şi în primii kilometri din aerul atmosferic situat în vecinătate.

Există deci, între sol şi atmosferă, transferuri de energii calorice, altele decît cele datorate radiaţiei scoarţei terestre, transferuri ce modifică sensibil temperaturile de echilibru ale sistemului pămînt-atmosferă.

8. Alte transferuri de căldură

Se cunoaşte faptul că, căldura se poate propaga prin conductivitate moleculară în toate corpurile. Se cunoaşte, de asemenea, faptul că conductivitatea termică este o proprietate specifică a corpurilor. Dacă metalele sînt, în general, bune conducătoare de căldură, nu acelaşi lucru se întîmplă în cazul rocilor, nisipului şi solului în general. Acest lucru este valabil şi pentru gaze, în care conductivitatea este destul de lentă.

În consecinţă, în ansamblul sistemului suprafaţă terestră-atmosferă, schimburile de căldură prin *conductivitate* sînt foarte limitate. Ele pot interveni mai notabil la nivelul solului, între suprafaţa terestră şi primele straturi ale aerului atmosferic, ţinînd seama de contrastul termic care există deseori între sol şi atmosferă.

Conductivitatea termică creşte însă într-un mediu fluid atunci cînd există turbulenţă, o stare de agitaţie a fluidului. Starea de turbulenţă a fluidului conduce la uniformizarea temperaturilor. Astfel, dacă o masă de aer se deplasează deasupra unei suprafeţe subiacente calde (reci), în straturile de aer ce vin în contact cu suprafaţa caldă (rece) se produce un transfer de căldură prin conductivitate, în sensul sol-aer (aer-sol). Acest transfer este cu atît mai rapid şi mai eficace cu cît starea de agitaţie a aerului ce ia contact cu suprafaţa terestră este mai mare. Aceasta este una din cauzele pentru care, la acelaşi bilanţ radiativ, suprafeţele oceanelor, incontinuu agitate, se încălzesc sau se răcesc mai încet decît suprafeţele continentale. În egală măsură răcirea nocturnă a straturilor de aer din imediata apropiere a suprafeţei terestre este mai mică atunci cînd bate vîntul.

Un alt mod de propagare a căldurii, mult mai eficace ca precedentul, este *convecţia termică*. Acest fenomen constă în degajarea căldurii de către sol şi poate fi observat în zilele călduroase şi liniştite de vară, cînd deasupra solului fierbinte se produce o reverberaţie a aerului atmosferic ce primeşte căldură de la sol.

Prin convecţia termică, atmosfera recuperează o cantitate de căldură înmagazinată de scoarţa terestră. Convecţia termică joacă un rol foarte important în formarea norilor convectivi, de dezvoltare verticală.

O a treia cale de încălzire a atmosferei, alta decît energia radiantă, este prin *aportul de căldură rezultat ca urmare a transformărilor de fază ale apei în atmosferă.* Se ştie că 7/10 din suprafaţa globului terestru este acoperită de oceane. Oceanul planetar este sediul unei intense evaporaţii care absoarbe o importantă cantitate de căldură, furnizată de suprafaţa oceanului.

Vaporii de apă rezultaţi se dispersează în atmosferă unde se condensează, punînd în libertate căldura „împrumutată" de la ocean. Astfel, prin ansamblul acestor călduri latente, se realizează un transfer de căldură de la suprafaţa terestră către atmosferă. În prezent se apreciază că atmosfera beneficiază în acest fel de cantităţi mari de energie calorică ca urmare a îmbogăţirii ei cu vapori de apă.

În condiţiile considerării tuturor surselor de încălzire sau de răcire ale aerului atmosferic, bilanţul radiativ al sistemului Pămînt-atmosferă conduce la concluzia că este vorba de o uriaşă maşină termică al cărui mecanism de funcţionare este extrem de complex şi încă necunoscut pe deplin de către specialişti.

Programele de cercetare globală a atmosferei, iniţiate de Organizaţia Mondială de Meteorologie, îşi propun să elucideze acest mecanism complex de transferuri de energie termică şi calorică.

Verificarea cunoştinţelor

1. Definiţi noţiunea de „corp negru" şi enunţaţi legile după care iradiază acesta.
2. Ce este constanta solară ?
3. Care sînt procesele fizice pe care le suferă radiaţiile solare atunci cînd traversează atmosfera ?

4. Calculați și reprezentați grafic intensități ale radiațiilor recepționate la suprafața terestră pentru un coeficient de transparență $p = 0{,}6$, luînd diverse grosimi ale atmosferei, alese arbitrar.
5. Reprezentați grafic diverse valori arbitrare de radiație directă și difuză și comparați curbele rezultate. Ce importanță are nebulozitatea în această diferențiere?

6. Folosind datele albedoului diferitelor suprafețe, prezentate în tabela 2, calculați coeficienții de absorbție.
7. Definiți bilanțul radiativ al sistemului Pămînt-atmosferă și elementele sale componente.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 4

PRESIUNEA ATMOSFERICĂ

1. Generalităţi. Unităţi de măsură

Atmosfera se menţine în jurul Pămîntului datorită forţei de gravitaţie. Aceasta înseamnă că aerul atmosferic are o greutate (1 m^3 de aer cîntăreşte 1,293 kg). Avînd o greutate, aerul atmosferic exercită o apăsare asupra tuturor corpurilor cufundate în el. Pentru prima dată, în anul 1643, italianul Torricelli a descoperit că aerul atmosferic exercită o presiune şi în acelaşi timp a găsit instrumentul cu care se putea măsura presiunea aerului — barometrul cu mercur.

Efectul greutăţii aerului pe suprafaţa Pămîntului se exprimă prin *presiunea atmosferică.*

Presiunea atmosferică P se defineşte prin forţa F (greutatea) cu care aerul apasă pe unitatea de suprafaţă S.

Deci,

$$P = \frac{F}{S}\ [\mathrm{dyne/cm^2}]$$

În sistemul CGS, unitatea de presiune este dyna/cm^2. Presiunea de 1 dynă/cm^2 poartă în fizică denumirea de *barye*. Această unitate este însă foarte mică, deci incomodă în calcule. Din această cauză, o vreme s-a folosit o unitate de 1 milion de ori mai mare — unitate care s-a numit *bar* sau *megabarie*. Cum această unitate este mult prea mare, se foloseşte un submultiplu al acesteia şi anume **milibarul** (mb sau mbar) care este unitatea standard pentru presiunea atmosferică.

Deci :

$$1\ \mathrm{bar} = 1\ \mathrm{megabarie} = 10^6\ \mathrm{barye}$$

$$1\ \mathrm{mb} = 10^3\ \mathrm{barye}.$$

În afară de milibari, presiunea atmosferică mai poate fi exprimată şi în milimetri coloană de mercur (mm Hg). Presiunea exercitată de o coloană de mercur înaltă de 1 mm pe 1 cm^2, la temperatura de 0°C, poartă numele de *torr* (în memoria lui Torricelli).

În sistemul de măsură englezesc, barometrele sînt gradate în „inches". Echivalenţa între aceste unităţi şi milimetri de mercur este următoarea :

1 inches = 25,4 mm Hg ;

29,92 inches = 760 mm Hg.

Presiunea atmosferică zisă normală, măsurată la nivelul mării, la temperatura de 0°C și pentru o accelerație gravitațională g normală, la latitudinea nordică de 45°, este egală cu 760 mm Hg. În milibari, acestei presiuni atmosferice îi corespund 1 013,3 unități.

Cum în meteorologie se utilizează ambele unități pentru exprimarea presiunii atmosferice, se poate ușor calcula corespondența dintre acestea. Rezultă că:

$$1 \text{ mm Hg} = 1{,}33 = \frac{4}{3} \text{ mb}$$

și

$$1 \text{ mb} = 0{,}75 = \frac{3}{4} \text{ mm Hg}.$$

Spus altfel, unei valori a presiunii atmosferice de 750 mm Hg îi corespunde o presiune atmosferică de 1 000 mb, deci 750 se găsește față de 1 000 într-un raport precum 3 față de 4. Cunoscînd aceasta, se poate trece ușor de la o unitate la alta. Pentru operativitate, fiecare stație meteorologică posedă tabele calculate pentru transformarea unităților de presiune.

2. Variația presiunii atmosferice cu înălțimea. Ecuația staticii atmosferei

Presiunea aerului scade cu înălțimea, deoarece se micșorează greutatea coloanei de aer care apasă pe unitatea de suprafață.

În meteorologie este importantă cunoașterea legii după care presiunea atmosferică variază cu înălțimea. Această lege este cunoscută sub numele de ecuația staticii atmosferei sau ecuația echilibrului static.

Se consideră un volum elementar de aer atmosferic avînd forma unui paralelipiped dreptunghic cu laturile dx, dy, dz orientate în lungul axelor sistemului de coordonate (fig. 7).

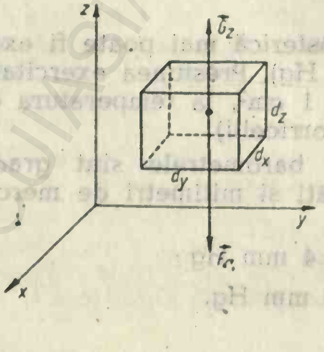


Fig. 7. Forțele ce acționează asupra unui volum elementar de aer.

Dacă se presupune că presiunile de pe fețele laterale ale paralelipipedului se anulează reciproc, asupra acestui volum elementar de aer vor acționa două forțe principale. Pe de o parte forța de gravitație a Pămîntului, iar pe de altă parte, forța ce rezultă din diferența de presiune dintre fața superioară și cea inferioară.

Prima forță este orientată pe verticală în jos și reprezintă, de fapt, greutatea volumului de aer, notată cu $\vec{F}_g$. Cea de a doua forță, notată cu $\vec{G}_z$ este dirijată pe verticală în sus și se explică prin aplicarea principiului lui Arhimede. Cînd aceste două forțe sînt egale și de semn contrar, ele se echilibrează, volumul de aer rămînînd în repaos în raport cu mediul înconjurător.

Pentru a exprima analitic această stare de echilibru, deci pentru a scrie ecuația staticii atmosferei, se egalează expresiile care reprezintă cele două forțe.

Variația pe verticală a presiunii atmosferice, pe unitatea de distanță se notează cu $-\frac{dp}{dz}$, semnul minus avînd semnificația că presiunea aerului scade cu înălțimea. Diferența de presiune dintre fața superioară și cea inferioară a paralelipipedului va fi de $-\frac{dp}{dz}$ dz. Dacă această valoare se înmulțește cu $dx \cdot dy$, care reprezintă aria feței paralelipipedului, se obține expresia pentru forța lui Arhimede:

$$G_z = -\frac{dp}{dz}\,dx \cdot dy \cdot dz.$$

În ceea ce privește cea de a doua forță, se știe din fizică că $F = m \cdot g$. Exprimînd masa volumului de aer prin produsul dintre densitatea ρ a aerului și volumul paralelipipedului ($dx \cdot dy \cdot dz$), se poate scrie

$$F_g = g \cdot \rho \cdot dx \cdot dy \cdot dz.$$

Egalînd cele două forțe, rezultă

$$-\frac{dp}{dz}\,dx \cdot dy \cdot dz = g \cdot \rho \cdot dx \cdot dy \cdot dz.$$

Simplificînd, se obține ecuația staticii atmosferei:

$$-\frac{dp}{dz} = g \cdot \rho \quad \text{sau} \quad \boxed{dp = -g \cdot \rho \cdot dz.}$$

Această relație nu este valabilă decît în cazul unei atmosfere în interiorul căreia nu se produc mișcări verticale însemnate.

Ea rămîne valabilă și pentru atmosfera reală în care se produc mișcări verticale. Aceasta se explică prin aceea că, în mișcarea pe verticală, particulele de aer se pun ușor în echilibru cu presiunea nivelului la care se află.

Orice mișcare care satisface această cerință poartă numele de *mișcare cvasistatică*. Cu foarte mici excepții, toate mișcările verticale din atmosferă pot fi considerate cvasistatice.

3. Tipuri de atmosfere

Cunoscînd legea de variaţie a presiunii cu înălţimea, se poate calcula valoarea presiunii atmosferice la un nivel z oarecare din atmosferă.

Folosindu-se ecuaţia de stare a gazelor perfecte

$$p = \rho \cdot R \cdot T,$$

se exprimă $\rho = \frac{p}{R \cdot T}$ şi se înlocuieşte această valoare în ecuaţia staticii atmosferei, grupîndu-se termenii. Se obţine

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R \cdot T} dz.$$

În cazul aerului uscat, la presiunea normală de 760 mm Hg şi temperatura de 0°C, densitatea este egală cu

$$\rho = 0{,}001\ 293\ 07\ \mathrm{g/cm^3},$$

de unde rezultă că 1 m^3 de aer uscat cîntăreşte 1,293 kg.

Evaluarea variaţiei presiunii atmosferice pe verticală, presupune cunoaşterea modului în care variază temperatura aerului pe verticală. În funcţie de caracterul acestei variaţii, se vor deosebi mai multe tipuri de atmosfere. Pentru fiecare dintre ele, se scrie ecuaţia prin care se poate calcula presiunea la un nivel oarecare din atmosferă. Această ecuaţie va reprezenta formula hipsometrică a atmosferei respective.

a. **Atmosfera omogenă** este atmosfera în care densitatea aerului rămîne constantă. Pentru această atmosferă, ecuaţia gazelor perfecte este de forma

$$\frac{p}{T} = \rho \cdot R = \text{constant},$$

exprimînd faptul că raportul dintre presiune şi temperatură are aceeaşi valoare în orice punct al atmosferei omogene. Pentru nivelul solului, unde presiunea şi temperatura este p_0 şi respectiv T_0, relaţia este

$$\frac{p_0}{T_0} = \rho \cdot R.$$

Eliminîndu-se $\rho \cdot R$ din aceste două relaţii, se obţine formula hipsometrică a atmosferei omogene:

$$\boxed{\frac{p}{p_0} = \frac{T}{T_0}.}$$

Dacă se notează cu H_0 înălţimea atmosferei omogene în cuprinsul căreia densitatea aerului este ρ_0, adică valoarea de la suprafaţa solului, atunci presiunea la sol, adică greutatea coloanei verticale de aer, de secțiune unitară, extinsă pînă la limita superioară a atmosferei, va fi egală cu

$$p_0 = \rho_0 \cdot H_0 \cdot g.$$

Tot la nivelul solului, ecuația gazelor perfecte este

$$p_0 = R \cdot \rho_0 \cdot T_0.$$

Eliminîndu-se p_0 din aceste două relații, și simplificîndu-se se obține

$$\boxed{H_0 = \frac{R \cdot T_0}{g}.}$$

Această ultimă relație exprimă înălțimea atmosferei omogene.

Dacă se consideră $T_0 = 273°\text{K}$, iar pentru g valoarea de la nivelul mării și latitudinea de 45°, se obține $H_0 = 7\,990$ m.

b. **Atmosfera izotermă** este atmosfera în care temperatura aerului se menține constantă cu înălțimea.

Temperatura T fiind o mărime constantă, ecuația staticii atmosferei se poate scrie:

$$\ln \frac{p}{p_0} = -\frac{g}{R \cdot T}(z - z_0).$$

Considerîndu-se $z_0 = 0$ și cunoscîndu-se că $\ln e = 1$ rezultă

$$\ln \frac{p}{p_0} = -\frac{g \cdot z}{R \cdot T} \ln e,$$

sau

$$\ln \frac{p}{p_0} = \ln e^{-\frac{g \cdot z}{R \cdot T}}.$$

Egalîndu-se cantitățile de sub semnul logaritm, se obține formula hipsometrică a atmosferei izoterme:

$$\boxed{\frac{p}{p_0} = e^{-\frac{g \cdot z}{R \cdot T}}.}$$

Exprimîndu-se temperatura în grade Celsius și trecîndu-se de la logaritmi naturali la cei zecimali cu ajutorul relației

$$\lg N = \ln N \frac{1}{\ln 10}$$

se poate scrie ecuația anterioară sub forma

$$\frac{p}{p_0} = 10^{-\frac{z}{B(1 + \alpha \cdot t)}},$$

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în care:

$$B = \frac{R \cdot T_0}{g}$$

$$\ln 10 = 18\,398;$$

$$\alpha = \frac{1}{273}$$

$$T_0 = 273°\mathrm{K}.$$

Mărimea B poartă numele de *constantă barometrică*.

c. **Atmosfera politropă** este atmosfera în care temperatura aerului scade în mod liniar cu înălțimea (fig. 8).

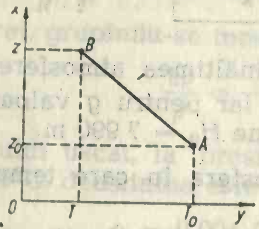


Fig. 8. Distribuția temperaturii în atmosfera politropă.

În atmosfera politropă, gradientul vertical al temperaturii rămîne constant. Notîndu-se cu T temperatura aerului de la nivelul z și cu T_0 pe cea de la nivelul z_0, din definiția gradientului vertical al temperaturii rezultă (schimbînd semnul)

$$-\gamma = \frac{dT}{dz} = \frac{T - T_0}{z - z_0}.$$

Se poate deci exprima temperatura de la nivelul superior z în funcție de temperatura de la nivelul inferior z_0, cu ajutorul relației

$$T = T_0 - \gamma (z - z_0).$$

Înlocuindu-se această valoare a lui T în ecuația staticii atmosferei, plecîndu-se de la nivelul solului unde $z_0 = 0$ se obține, după logaritmare,

$$\ln \frac{p}{p_0} = \frac{g}{R \cdot \gamma} [\ln (T_0 - \gamma \cdot z) - \ln T_0].$$

Folosindu-se o proprietate cunoscută a logaritmilor, ultima relație se mai poate scrie:

$$\ln \frac{p}{p_0} = \ln \left(\frac{T_0 - \gamma \cdot z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R \cdot \gamma}}.$$

Cum însă egalitatea a doi logaritmi înseamnă și egalitatea cantităților de sub semnul logaritm și ținînd seama de relația $T = T_0 - \gamma \cdot z$ cînd $z_0 = 0$, se obține în final

$$\boxed{\frac{p}{p_0} = \left(\frac{T}{T_0} \right)^{\frac{g}{R \cdot \gamma}},}$$

relație care reprezintă *formula hipsometrică a atmosferei politrope.*

BCU Cluj / Central University Library

Se poate constata uşor că atmosfera omogenă este un caz particular al atmosferei politrope, în care $\frac{g}{\gamma \cdot R} = 1$, adică $\gamma = \frac{g}{R} = 0{,}0342°\text{C/m}$.

De asemenea, atmosfera izotermă este un caz particular al atmosferei politrope în care $\gamma = 0$.

d. **Atmosfera reală.** Luată în ansamblul ei, atmosfera Pămîntului nu se încadrează în nici una din situaţiile particulare analizate anterior. Dacă însă, se împarte atmosfera reală în straturi nu prea groase, se întîlnesc straturi politrope cu diferite valori ale gradientului vertical de temperatură γ, straturi izoterme în care $\gamma = 0$, straturi de inversiune în care $\gamma < 0$ şi straturi omogene. Straturile omogene apar destul de des la înălţimi de 8 km, unde se produce un echilibru între influenţele de sensuri contrare exercitate asupra densităţii aerului de către variaţia cu înălţimea a temperaturii şi presiunii.

Din legea gazelor perfecte rezultă că densitatea aerului descreşte cu înălţimea din cauza scăderii presiunii şi creşte prin creşterea temperaturii. Efectul cel mai important rezultă din descreşterea presiunii pe verticală.

4. Formule barometrice

În practica meteorologică este important să se stabilească o relaţie care să exprime înălţimea z în funcţie de valoarea p a presiunii.

O astfel de relaţie se poate obţine din logaritmarea expresiei

$$\frac{p}{p_0} = 10^{-\frac{z}{B(1+\alpha \cdot t_m)}},$$

obţinîndu-se

$$\lg \frac{p}{p_0} = -\frac{z}{B\,(1 + \alpha \cdot t_m)},$$

în care t_m este temperatura mijlocie a aerului situat între nivelurile 0 şi z, iar B — constanta barometrică.

De aici se obţine valoarea lui z:

$$\boxed{z = B\,(1 + \alpha\, t_m)\lg \frac{p_0}{p}.}$$

Chiar dacă în această exprimare a dependenţei lui z de presiunea p, nu se ia în considerare umezeala aerului şi variaţia cu latitudinea şi înălţimea a acceleraţiei gravitaţiei g, această formulă barometrică este destul de precisă.

Laplace a găsit o formulă şi mai exactă, în care se ia în considerare factorul umezeală, presupunîndu-se că g nu variază cu înălţimea. Formula barometrică a lui Laplace se scrie sub forma:

$$z = B\,(1 + \alpha \cdot t_m)\,(1 + 0{,}377E)\,(1 + 0{,}0026 \cos 2\varphi)\lg \frac{p_0}{p},$$

unde:

t_m este temperatura medie a stratului cuprins între nivelurile de presiunea p_0 şi p;

φ — latitudinea.

Simbolul E reprezintă

$$E = \frac{1}{2}\left(\frac{e_0}{p_0} + \frac{e}{p}\right),$$

unde e_0 şi e reprezintă tensiunile parţiale ale vaporilor de apă la nivelurile de presiune p_0 şi p.

Din relaţia Laplace se poate vedea că cea de a doua paranteză exprimă influenţa umezelii, iar cea de a treia paranteză, variaţia lui g cu latitudinea.

Cu unele simplificări, Babinet a dedus din formula barometrică a lui Laplace, una mai simplă care-i poartă numele:

$$\boxed{z = 16\,000\,(1 + 0{,}0004\, t_m)\frac{p_0 - p}{p_0 + p}},$$

formulă barometrică care nu poate fi aplicată decît pentru $z \leqslant 500$ m.

Formulele barometrice permit soluţionarea mai multor probleme de meteorologie, dintre care se analizează două.

a. Reducerea presiunii atmosferice de la un nivel la altul. Pentru comparararea valorilor presiunii atmosferice înregistrate la diferite staţii meteorologice, este necesar ca aceste presiuni să fie reduse la acelaşi nivel. De regulă, nivelul de referinţă este nivelul mijlociu al mării.

Pentru aceasta se aplică o formulă barometrică, scrisă sub forma

$$p_0 = p \cdot 10^{\frac{z}{B\,(1 + \alpha \cdot t_m)}}.$$

Cunoscîndu-se valorile z şi t_m, se determină valoarea lui p. Cu ajutorul formulei barometrice a lui Laplace, pentru diferite valori ale temperaturii medii t_m, s-au calculat tabele de reducere a presiunii atmosferice la nivelul mării, tabele care se folosesc curent la staţiile meteorologice.

b) Calculul unei înălţimi ce corespunde unei presiuni date. În practica meteorologică şi, în special, la alcătuirea diagramelor aerologice, se pune problema ca, cunoscînd pe p_0, p, t_0 şi t corespunzătoare înălţimilor z_0 şi z, să se determine fie diferenţa $z - z_0$ sau, dacă se cunoaşte z_0, să se determine z.

Acest lucru se poate realiza, în funcţie de precizia cerută, cu una din formulele barometrice menţionate. De exemplu, pentru a calcula curba înălţimilor pe diagramele aerologice, se aplică, de obicei, formula lui Babinet.

Pentru nivelările barometrice, în meteorologie se utilizează deseori noţiunea de *treaptă barică*. Prin treaptă barică se înţelege grosimea unui strat de aer din atmosferă în care, între suprafaţa sa inferioară şi cea superioară, diferenţa de presiune este de un milibar. Spus altfel, prin treapta barică se înţelege înălţimea cu care trebuie să urcăm sau să coborîm pentru ca presiunea atmosferică să varieze cu un milibar.

Valoarea treptei barice se deduce din ecuaţia staticii atmosferei în care se consideră $dp = 1$, deci :

$$\Delta z = -\frac{1}{\rho \cdot g}.$$

Prin Δz s-a notat treapta barică. În apropierea solului, treapta barică are în medie valoarea de aproximativ 8,5 m. În funcţie de densitatea aerului Δz are valori mai mari vara şi mai coborîte iarna, fiind cuprinse între 8,5 şi 10,5 m.

5. Variaţiile periodice şi neperiodice ale presiunii atmosferice

Ca orice element meteorologic, presiunea atmosferică nu este o mărime constantă. În afara variaţiei pe verticală, presiunea atmosferică se schimbă de la un moment la altul, în decursul unei zile şi, de asemenea, variază de la un anotimp la altul.

a. **Variaţia diurnă** a presiunii atmosferice este o variaţie periodică lentă. Ea este bine conturată la ecuator şi la tropice, unde curba variaţiei zilnice prezintă două maxime, care se produc în jurul orelor 10 şi 22 şi două minime — în jurul orelor 4 şi 16 (fig. 9).

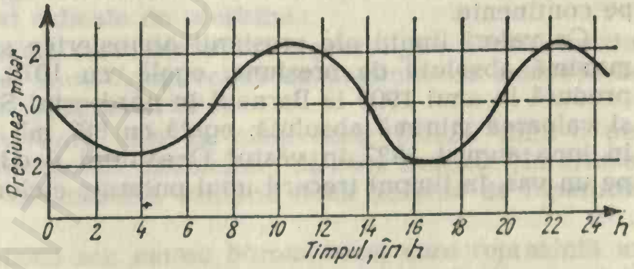


Fig. 9. Variaţia diurnă a presiunii atmosferice la latitudinile ecuatoriale şi tropicale.

Această variaţie a presiunii atmosferice este, în aceste regiuni, atît de obişnuită încît orice abatere de la aceasta, constituie un indiciu aproape sigur de schimbare bruscă a stării vremii.

Pe măsura îndepărtării de ecuator şi tropice, această variaţie regulată nu mai apare aşa de evidentă. La latitudinile mijlocii şi mari, variaţiile periodice ale presiunii atmosferice sînt înlocuite de mari variaţii neperiodice.

Pentru a putea scoate în evidenţă variaţia zilnică a presiunii atmosferice la latitudinile mari şi mijlocii, trebuie să se dispună de valori mijlocii orare ale presiunii, dintr-un lung şir de ani de observaţii.

Amplitudinea variaţiei diurne a presiunii atmosferice are valorile cele mai mari la ecuator, scad la o pătrime la latitudinea de 45° şi ajung aproape nesesizabile în zona polilor.

Variația diurnă a presiunii atmosferice este influențată și de caracterul suprafeței terestre. Astfel, în perioada de vară, în regiunile de uscat, maximul de dimineață și minimul de după-amiază prezintă amplitudini mai mari decît deasupra oceanelor în timp ce maximul de seară și minimul de dimineață apar mult mai atenuate.

Variațiile zilnice ale presiunii atmosferice sînt analizate în serviciile de prognoză, unde se fac hărți speciale, cu tendința barometrică, la orele principale de observație sinoptică (orele 02; 08; 14 și 20). Pe aceste hărți „de tendință" se delimitează nucleele de scădere sau de creștere ale presiunii atmosferice, obținîndu-se „nucleele izalobarice". În funcție de mărimea și întinderea acestor nuclee se pot face aprecieri asupra proceselor de advecție a maselor de aer, se pot trasa mai ușor liniile de separație dintre mase de aer diferite.

b. **Variația anuală a presiunii atmosferice** este condiționată de succesiunea anotimpurilor, de latitudinea geografică și de natura suprafeței terestre.

Această variație este slab conturată la ecuator și la tropice, din cauză că anotimpurile se deosebesc prea puțin unul de celălalt. La latitudinile mijlocii și înalte, variația anuală a presiunii atmosferice apare evidentă. Aici, pe continente, presiunea înregistrează valori maxime iarna, ca urmare a răcirii puternice a solului și, uneori, a prezenței stratului de zăpadă, și valori minime vara, ca urmare a încălzirii puternice a solului.

Deasupra oceanelor și pe litoral, variația anuală a presiunii se caracterizează printr-o valoare maximă vara și o valoare minimă toamna tîrziu. În unele cazuri, deasupra oceanelor se mai poate produce un al doilea maxim iarna și un al doilea minim primăvara. Amplitudinea acestor valori extreme este mult mai mică decît cea înregistrată pe continente.

Ca valori limită ale presiunii atmosferice se menționează valoarea maximă absolută de presiune, egală cu 1078,3 mb (808,8 mm Hg) produsă în anul 1900 la Barnaul în nord-estul Siberiei, în luna ianuarie, și valoarea minimă absolută, egală cu 887 mb (665,3 mm Hg), produsă în luna august 1927 în vestul Oceanului Pacific (observație efectuată pe un vas, în timpul trecerii unui puternic ciclon tropical).

6. Forme barice.
Relief baric

Presiunea atmosferică reprezintă un parametru meteorologic care se analizează în serviciile naționale meteorologice în scopuri de prognoză.

Dispunînd de o rețea de stații meteorologice care fac observații asupra presiunii atmosferice și transpunînd aceste valori pe hărțile meteorologice, se obține repartiția în spațiu a valorilor de presiune. Pentru înlesnirea analizei distribuției presiunii atmosferice, pe hărțile meteorologice care conțin astfel de valori, se trasează izolinii care delimitează regiunile cu aceeași valoare de presiune.

Aceste izolinii, de regulă curbe, poartă denumirea de *izobare* pentru hărțile de la suprafața solului și de *izohipse* pentru hărțile cu distribuția presiunii la anumite niveluri standard din atmosfera liberă, unde valorile presiunii sînt exprimate în înălțimi geopotențiale.

Trasarea izobarelor conduce, în final, la delimitarea unor arii cu presiune mai ridicată, denumite *maxime barometrice* sau anticicloni și notate pe hărți cu *M*. Zonele cu valori coborîte de presiune, poartă denumirea de *depresiuni* sau *cicloni* și se notează cu *D*. În unele regiuni ale globului, efectele activității ciclonilor se mai numesc: taifunuri (mările Chinei), tornado (Golful Mexic), uragane (Insulele Antile), uricane (India).

Maximele barometrice sau anticiclonii și depresiunile barice sau ciclonii sînt **principalele forme barice**. Ansamblul lor pe o hartă meteorologică formează *relieful baric*, asemănător reliefului geografic, în care munții reprezintă anticiclonii, iar cîmpiile — depresiunile sau ciclonii.

În maximele barometrice, presiunea atmosferică scade de la centru spre periferia sa, în timp ce în depresiune, presiunea atmosferică crește de la centru spre periferie.

După rolul pe care-l au în determinarea proceselor atmosferice și a stării timpului, anticiclonii și depresiunile se numesc, în general, *centrii de acțiune* ai atmosferei.

În afara celor două forme principale ale reliefului baric, pe o hartă sinoptică mai putem distinge și cîteva **forme secundare**, dintre care se menționează:

— *talvegul depresionar*, care reprezintă o prelungire a unui ciclon avînd forma unui V alungit, presiunea crescînd de la interior (axul talvegului) spre exterior;

— *culoarul depresionar*, care este o regiune destul de largă de joasă presiune, ce leagă doi cicloni principali, fiind mărginiți de o parte și de alta de valori ridicate de presiune;

— *dorsala anticiclonică*, care reprezintă o prelungire a unui maxim barometric, avînd forma unui U, cu valori de presiune ce descresc de la interior (axul dorsalei) spre exterior;

— *șaua barometrică*, care este un cîmp baric format dintr-o pereche de cicloni și o pereche de anticicloni, dispuși simetric (în cruciș) în raport cu două axe de simetrie, formînd două sisteme de hiperbole conjugate;

— *mlaștina barometrică* sau *marea barometrică*, care reprezintă un cîmp de presiune, relativ uniformă, cu valori ale presiunii apropiate de presiunea atmosferică normală.

În figura 10 sînt reprezentate principalele forme barice și formele secundare ale cîmpului baric.

7. Distribuția presiunii atmosferice pe glob

Pentru studiul distribuției presiunii pe glob s-au întocmit hărți speciale, cu valori mijlocii plurianuale reduse la nivelul mării, caracteristice pentru lunile ianuarie și iulie.

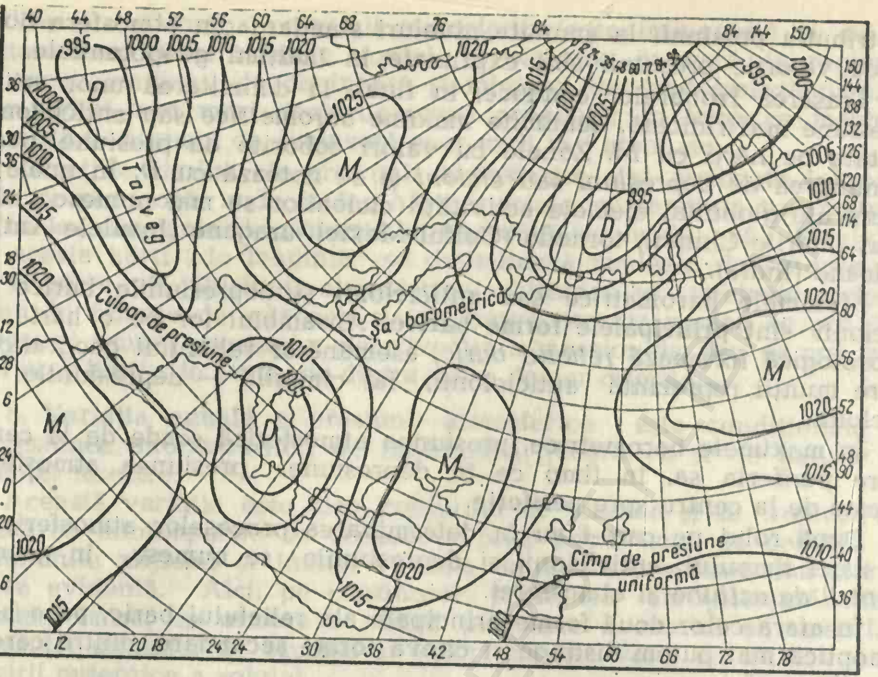


Fig. 10. Formele principale ale reliefului baric.

a. **În luna ianuarie** (fig. 11) în regiunea ecuatorului se situează un *brîu de joasă presiune* (circa 1 010 mb), formînd aşa-zisul *ecuator termic*. Brîul de joasă presiune se situează de o parte şi de alta a ecuatorului geografic, la o distanţă de circa 15° meridian.

De la această fîşie de joasă presiune, spre cei doi poli, presiunea atmosferică creşte, atingînd în regiunea latitudinilor de 30—35° o valoare maximă. Aici se formează un brîu de mare presiune atmosferică, dispus de o parte şi de alta a tropicelor, atît în emisfera nordică cît şi în emisfera sudică. Anticiclonii care formează acest brîu se numesc *maxime barometrice subtropicale*. Dintre aceşti anticicloni, cei mai importanţi centri de acţiune sînt: anticiclonul Azoric, format în apropierea Insulelor Azore, şi maximul barometric din Insula Havai.

În emisfera sudică se pot observa trei maxime barometrice: cel din sudul Oceanului Indian, cel din sudul Oceanului Atlantic şi cel din sudul Oceanului Pacific.

La nord de brîul subtropical de mare presiune, deasupra oceanelor, presiunea atmosferică scade din nou, formînd în emisfera nordică două centre depresionare. Primul, cunoscut sub numele de *depresiunea islandeză*, situat în apropierea Islandei, avînd o valoare la centru de 907 mb, şi al doilea, *depresiunea din Insulele Aleutine*, cu valoarea la centru de 1 000 mb. Deasupra uscatului, presiunea creşte apreciabil în emisfera nordică, determinînd formarea, deasupra continentului asiatic, a *marelui anticiclon asiatico-siberian*. Centrul lui, cu o valoare a presiunii de 1 035 mb, se situează deasupra platoului

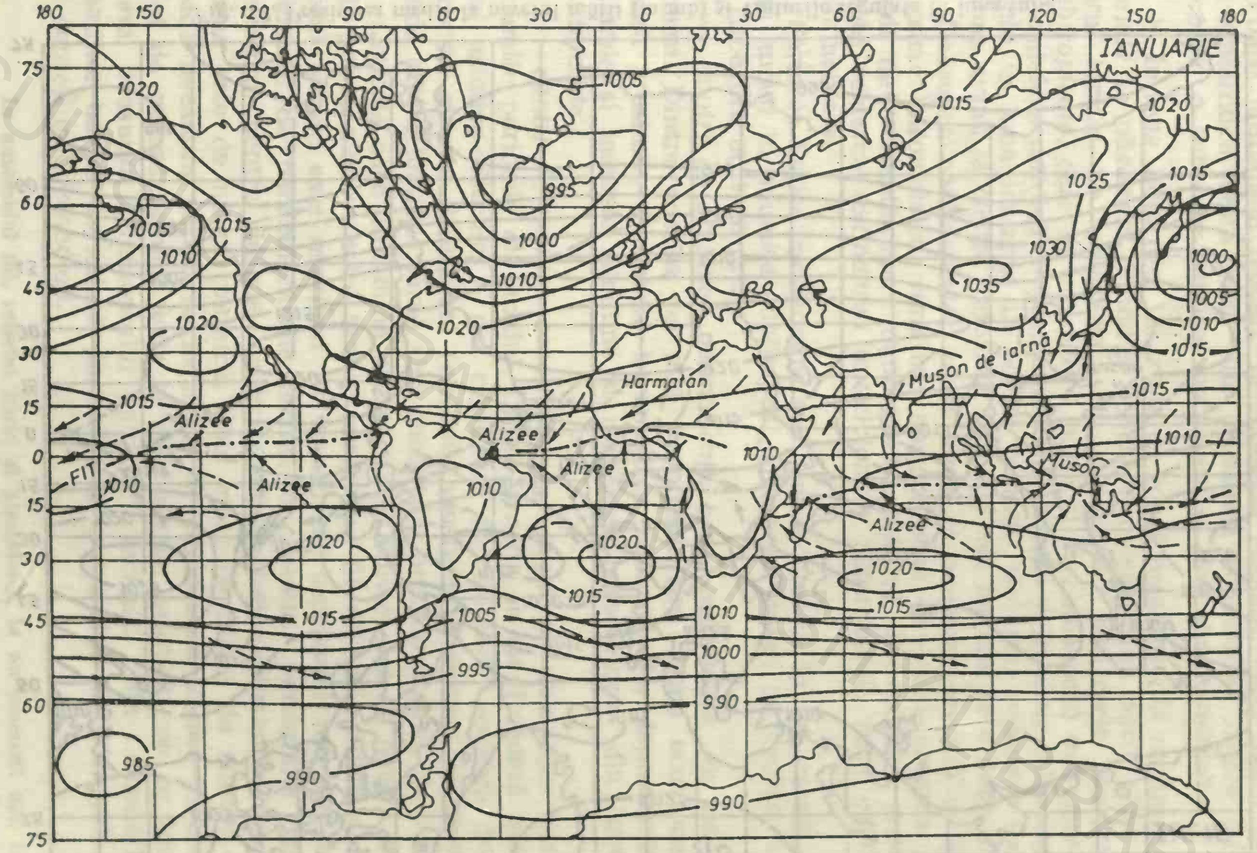

IANUARIE
180
150
120
90
60
30
0
30
60
90
120
150
180
75
60
45
30
15
0
15
30
45
60
75
1020
1005
1010
1015
995
1000
1025
1030
1035
985
990
Muson de iarnă
Muson
Harmatan
Alizee
FIT

Fig. 11. Presiunea medie la nivelul mării (în mb) și vînturile regulate în luna ianuarie.

2

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

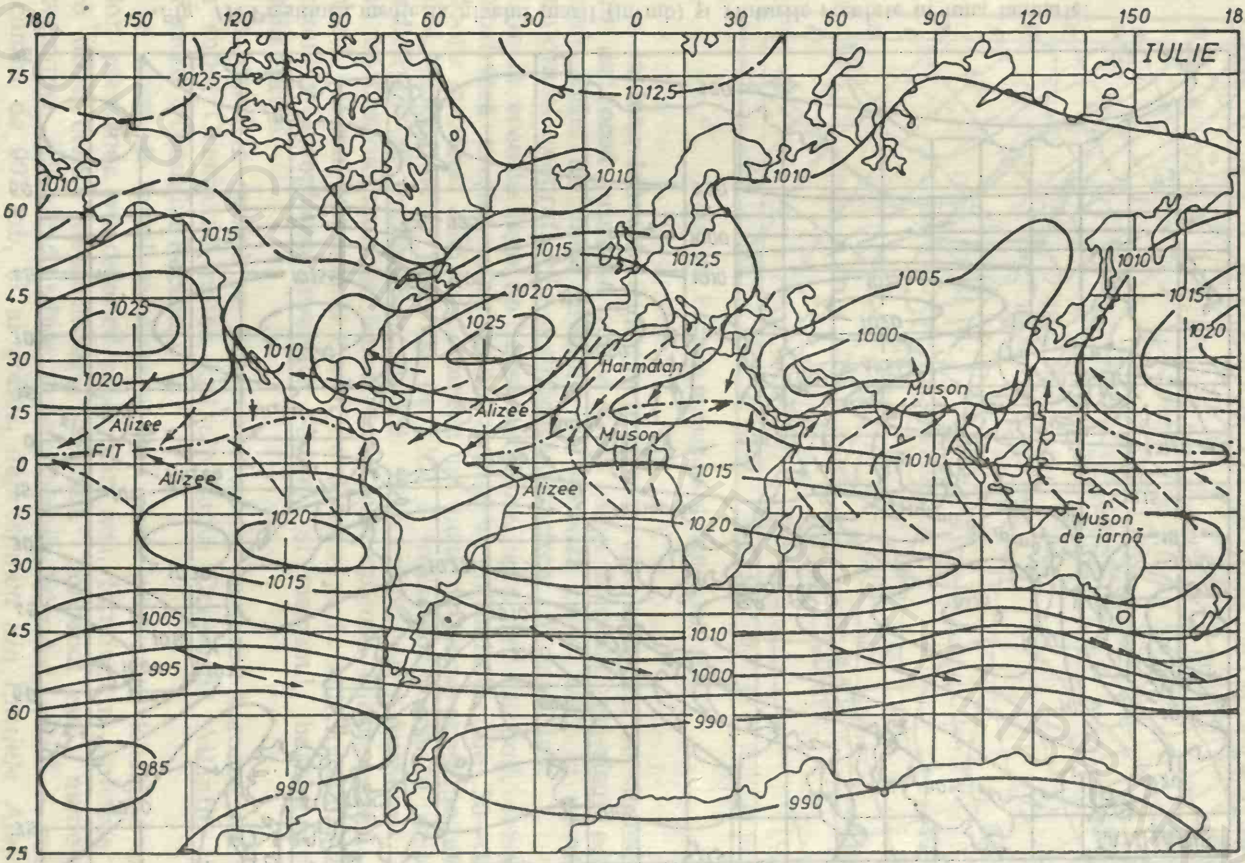

IULIE
180
150
120
90
60
30
0
30
60
90
120
150
18
75
60
45
30
15
0
15
30
45
60
75
1012,5
1012,5
1010
1010
1010
1010
1015
1015
1012,5
1015
1020
1025
1025
1020
1010
1005
1000
1020
Harmatan
Alizee
Alizeé
Muson
Muson
FIT
Alizee
Alizee
1010
1015
1020
1020
Muson
de iarnă
1015
1005
995
1010
1000
990
985
990
990

Fig. 12. Presiunea medie la nivelul mării (în mb) şi vînturile regulate în luna iulie.

Mongoliei. Un alt anticiclon, cu valoarea la centru de 1 027 mb, se observă în nordul Americii de Nord, formînd *anticiclonul canadian.* În emisfera sudică, de la subtropice pînă la latitudinile de 60—65°, presiunea atmosferică scade foarte repede. Izobarele au un sens aproape latitudinal (zonal). În regiunea Arcticii, către polul nord, și în Antarctica, către polul sud, presiunea atmosferică crește din nou, formînd o serie de maxime barometrice, mai slab conturate.

b. **În luna iulie** (fig. 12), *zona de joasă presiune din regiunea ecuatorială* se păstrează, avînd o ușoară deplasare spre nord, către ecuatorul termic. Se păstrează, de asemenea, *maximele barometrice subtropicale,* care se intensifică puțin și se deplasează mai spre nord, în emisfera nordică. Depresiunile din Islanda și Insulele Aleutine, prezente în luna ianuarie în aceste regiuni, sînt mai atenuate (ocluse), prima avînd la centru valoarea de 1 009 mb, iar cea de-a doua dispare.

Deasupra continentelor, unde iarna în emisfera nordică se formau maxime barometrice, vara iau naștere zone de joasă presiune. Deosebit de evidentă apare *depresiunea asiatică.* În emisfera sudică se poate remarca *extinderea anticiclonilor subtropicali,* care cuprind și continentele.

Formele barice menționate mai sus se mențin în tot cursul anului sau numai în anumite anotimpuri. Din acest punct de vedere, ele pot fi împărțite în două grupe :

— *centri de acțiune permanenți,* care acționează în tot timpul anului. Dintre aceștia cei mai importanți sînt : zona ecuatorială de joasă presiune, maximele barometrice subtropicale, depresiunile din Islanda și Insulele Aleutine și maximele barometrice din Arctica și Antarctida ;

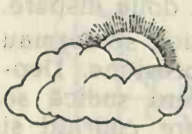
— *centri de acțiune sezonieri* sau temporari, care apar numai în anumite perioade ale anului. Dintre aceștia se menționează anticiclonul asiatico-siberian și cel canadian, depresiunea asiatică de vară, precum și alte depresiuni (cicloni) observate deasupra continentelor, unde anticiclonii de iarnă sînt substituiți prin depresiuni de vară.

Cauzele care determină aceste forme barice sînt de natură diferită. Ele pot să aibă caracter termic sau pot să fie de ordin dinamic. Caracterul termic este imprimat de caracterul suprafeței terestre, iar cel dinamic de particularitățile locale, de rotația pămîntului etc. De exemplu, pentru Europa, anticiclonul asiatico-siberian care apare iarna este de natură termică, fiind mult amplificat de stratul de zăpadă deasupra căruia se formează și staționează vreme îndelungată. Tot de natură termică este și depresiunea asiatică ce se formează vara, deasupra continentului puternic încălzit. Din categoria formațiilor barice de natură dinamică, se pot aminti anticiclonul Azoric și depresiunea islandeză.

În ansamblul lui, relieful baric al atmosferei, la un moment dat, formează o uriașă mașină termică care mijlocește transferul unor mari cantități de energie, în contextul unui sistem complex de circulație a aerului. Deși cunoscută în mare, circulația generală a atmosferei mai ridică suficiente probleme care sînt acum cercetate.

Verificarea cunoştinţelor

1. Demonstraţi legea echilibrului static din aerul atmosferic.
2. Cunoscînd variaţia presiunii cu înălţimea, descrieţi tipurile de atmosferă pe care le cunoaşteţi. Calculaţi înălţimile diverselor tipuri de atmosferă.
3. Ce formule barometrice sînt utilizate în practica meteorologică ?
4. Reduceţi cîteva valori de presiune atmosferică la nivelul mării.
5. Ce este treapta barică ?
6. Cunoscînd valoarea de presiune, la un moment dat, la o staţie de cîmpie, calculaţi valoarea probabilă a presiunii la înălţimile de 1 000, 1 500, 2 000 şi 5 000 m.
7. Întocmiţi grafice de variaţie zilnică, oră de oră, a presiunii atmosferice de la cea mai apropiată staţie meteorologică.



8. Ce este relieful baric ? Descrieţi relieful baric observat la buletinul meteorologic difuzat la telejurnalul de seară.

Capitolul 5

TEMPERATURA AERULUI

1. Generalități

Atmosfera pămîntului se încălzește direct prea puțin de la radiația solară. Sursa principală de căldură pentru pămînt ca planetă și pentru atmosfera care-l înconjură este radiația solară care ajunge la suprafața terestră unde, parțial, este reflectată, restul fiind absorbit și transformat în energie calorică. Așadar, suprafața terestră este principala sursă de căldură pentru atmosferă. Chiar dacă absoarbe o parte din energia radiantă, atmosfera se încălzește, pe această cale, foarte puțin. Excepție fac straturile superioare (stratosfera superioară, mezosfera și termosfera), unde regimul termic al aerului este determinat, în principal, de absorbția radiației solare directe.

2. Procesele de încălzire și de răcire a aerului atmosferic

În transportul căldurii de la suprafața terestră către atmosferă și în interiorul atmosferei, de la un strat la altul, principalul rol îl au următoarele procese:

— schimbul de căldură convectiv și turbulent;

— emisia și absorbția radiațiilor calorice, de mare lungime de undă (schimbul radiativ);

— transformările de fază ale apei (evaporarea, condensarea și sublimarea vaporilor de apă);

— schimbul de căldură molecular.

a. **Schimbul de căldură convectiv și turbulent.** Aerul atmosferic se află în continuă mișcare, atît pe verticală, cît și pe orizontală. Împreună cu particulele de aer se produce și o deplasare a conținutului de căldură a acestor particule. În acest fel se realizează schimbul de căldură între suprafața terestră și straturile de aer situate în imediata ei apropiere.

Conținutul de căldură q sau entalpia unei unități de masă de aer reprezintă produsul dintre temperatura absolută T a particulei și căldura sa specifică la presiune constantă — C_p:

$$q = C_p \cdot T.$$

Transferul de căldură de la suprafaţa terestră către atmosferă se exprimă prin intermediul *fluxului caloric.*

Prin flux caloric se înţelege cantitatea de entalpie transportată de particula de aer, într-o unitate de timp, printr-o suprafaţă de 1 cm², pe o direcţie perpendiculară pe această suprafaţă.

Fluxul caloric se datoreşte atît curenţilor de convecţie, cît şi schimbului turbulent al particulelor de aer. Expresia matematică a fluxului caloric este de forma

$$Q = -S \frac{dq}{dz},$$

unde :

Q este cantitatea de căldură, în cal/cm²·grad·s ;

S — coeficientul de schimb ;

$\frac{dq}{dz}$ — variaţia cantităţii de căldură cu înălţimea.

Semnul minus ilustrează faptul că, pe măsura îndepărtării de suprafaţa terestră, fluxul de căldură slăbeşte în straturile de aer situate din ce în ce mai sus.

Cunoscîndu-se expresia conţinutului de căldură q sau a entalpiei şi derivînd-o în raport cu înălţimea z, se poate scrie expresia fluxului caloric sub forma

$$\boxed{Q = -S \cdot C_p \frac{dT}{dz},}$$

unde :

C_p este căldura specifică la presiune constantă, egală cu 0,237 cal/g.grad ;

$\frac{dT}{dz}$ — gradientul vertical de temperatură.

Coeficientul de schimb S poate avea valori cuprinse între 10 şi 200, în funcţie de viteza de mişcare a aerului (viteza vîntului), de natura şi forma suprafeţei terestre, deci de asperităţile acesteia şi de alţi factori ce condiţionează turbulenţa aerului.

Produsul $S \cdot C_p$ poartă numele de *coeficient de conductibilitate termică turbulentă,* avînd valoarea medie de 23,7 cal/cm²·s·grad.

Valoarea fluxului caloric începe să crească imediat după răsăritul Soarelui, atingînd valori maxime la prînz. În cursul zilei, fluxul caloric este orientat de la suprafaţa terestră către atmosferă, iar în momentul apusului Soarelui şi în cursul nopţii, valoarea sa este din ce în ce mai mică, modificîndu-se şi sensul lui, acesta orientîndu-se dinspre atmosferă către suprafaţa terestră.

Convecţia termică, condiţionată de încălzirea puternică a suprafeţei terestre, diferă în cazul uscatului şi al marilor întinderi de apă. Deasupra uscatului convecţia termică este intensă în cursul zilei şi pe cer senin. Deasupra întinderilor mari de apă, convecţia termică este posibilă numai atunci cînd temperatura apei este mai ridicată decît cea a straturilor de aer situate deasupra. Acest lucru este posibil în anotimpul rece al anului şi în cursul nopţii.

Mişcarea dezordonată a aerului, materializată prin mici turbioane, care se formează prin deplasarea aerului deasupra unor suprafeţe accidentate ca relief (cu asperităţi), formează turbulenţa.

Prin aceasta, particulele de aer încălzite, din imediata apropiere a suprafeţei solului, capătă o mişcare ascendentă, în timp ce particulele situate în păturile superioare, fiind mai reci, capătă o mişcare descendentă. Aceste turbioane au şi o deplasare orizontală. Intensitatea turbulenţei depinde de natura reliefului.

Asupra convecţiei şi turbulenţei ca factori ce influenţează şi determină fluxul de căldură, se fac referiri mai ample în capitolele ce tratează dinamica mişcărilor din atmosferă.

b. **Emisia şi absorbţia radiaţiilor calorice, de mare lungime de undă.** În fluxul caloric al atmosferei intră şi radiaţiile de mare lungime de undă, cuprinse în domeniul infraroşu al spectrului, denumite radiaţii calorice. Aceste radiaţii sînt emise atît de suprafaţa terestră, receptoare a radiaţiilor solare, cît şi de atmosferă.

Radiaţiile calorice emise de suprafaţa terestră sînt absorbite de aerul atmosferic şi, în special, de vaporii de apă prezenţi în acesta. Aerul astfel încălzit devine şi el o sursă de energie calorică, orientată pe verticală în ambele sensuri, adică, către suprafaţa terestră şi către atmosfera superioară. Fenomenul de propagare a căldurii se realizează de la un strat la altul al atmosferei, fluxul caloric fiind proporţional cu gradientul vertical de temperatură. În general, cînd se vorbeşte despre emisia şi absorbţia radiaţiilor de mare lungime de undă, se au în vedere aspectele de radiaţie din ansamblul pămînt-atmosferă. Radiaţia solului are un rol foarte important în procesele de răcire a aerului atmosferic şi, legat de aceasta, în producerea unor fenomene specifice, mai ales a radiaţiei nocturne (roua, bruma, ceaţa).

Radiaţia nocturnă maximă se realizează în condiţii de cer senin şi în condiţii de calm, atunci cînd convecţia termică lipseşte, iar turbulenţa este redusă.

c. **Transformările de fază ale apei.** Vaporii de apă aflaţi în aerul atmosferic, în anumite condiţii de temperatură şi presiune, se transformă în picături lichide sau în cristale de gheaţă. În timpul acestor transformări, de fază ale apei, se produc pierderi sau degajări de căldură. Aceste energii calorice exercită o mare influenţă asupra regimului termic al atmosferei.

Vaporii de apă provin în atmosferă ca urmare a proceselor de evaporare de pe suprafaţa terestră, iar în particular, de pe suprafaţa întinderilor mari de apă. Procesul de evaporare se realizează cu consum de căldură. Astfel, pentru evaporarea unui gram de apă, se consumă aproximativ 600 cal.

Datorită convecţiei şi schimbului turbulent, vaporii de apă sînt antrenaţi către păturile mai înalte ale atmosferei. Atingînd starea de saturaţie, la o anumită temperatură, se produce condensarea vaporilor de apă sau sublimarea acestora, procese care favorizează producerea ceţurilor şi a norilor. În timpul condensării şi al sublimării vaporilor de apă are loc o degajare de căldură, proporţională cu masa vaporilor ce sublimează sau condensează; se poate arăta că, căldura degajată este

$$Q = L.m$$

unde:

L este căldura latentă de condensare;

m — masa vaporilor de apă.

Se menționează și faptul că înghețarea picăturilor lichide ce formează norii este un proces în timpul căruia se degajă căldură. Astfel, la înghețarea unui gram de apă, se degajă o cantitate de căldură egală cu 80 cal.

Mecanismul schimbului de căldură în procesele de transformare a fazei apei în atmosfera liberă este deosebit de complex. Asupra lui se vor face referiri mai detaliate în capitolul privind precipitațiile atmosferice.

d. **Schimbul de căldură molecular.** Propagarea căldurii la nivelul particulelor ce compun aerul atmosferic se poate realiza și prin conductibilitate moleculară. Dat fiind faptul că conductivitatea termică a aerului este foarte mică, de ordinul a $5 \cdot 10^{-4}$, schimbul molecular de căldură este neînsemnat și, deci, mai puțin de luat în seamă.

3. Măsurarea temperaturii aerului. Scări termometrice

Temperatura aerului se măsoară în adăpostul meteorologic, la înălțimea de 2 m deasupra solului, cu ajutorul termometrelor.

Valoarea temperaturii aerului se exprimă în grade, citite pe scara termometrică. În meteorologie, ca de altfel în fizică, se cunosc patru scări termometrice: scara Celsius, scara Réaumur, scara Fahrenheit și scara gradelor absolute Kelvin.

Pentru gradarea fiecărei scări termometrice se folosesc așa-numitele puncte fixe ale scării termometrice.

Unul dintre ele este temperatura unui amestec de apă și gheață, iar celălalt temperatura vaporilor de apă, cînd apa fierbe sub presiune normală. Distanța dintre aceste puncte fixe se împarte în părți egale, definindu-se scările termometrice corespunzătoare.

Astfel:

— scara Celsius, numită și centesimală sau centigradă, marchează cu 0° temperatura amestecului de apă și gheață (punctul de topire al gheții) și cu + 100° punctul de fierbere al apei;

— scara Réaumur marchează cu 0° punctul de topire al gheții și cu + 80° punctul de fierbere al apei;

— scara Fahrenheit marchează cu + 32° punctul de topire al gheții și cu + 212° punctul de fierbere al apei;

— scara Kelvin sau a gradelor absolute se definește prin valoarea lui zero absolut, adică — 273,2°C.

Între primele trei scări termometrice se poate stabili relația simplă

$$\frac{°C}{100} = \frac{°F - 32}{180} = \frac{°R}{80},$$

unde °C, °F și °R sînt valori de temperatură pe cele trei scări enunțate anterior.

Pentru fiecare grad, se poate scrie

$$1°C = \frac{4}{5}\,°R = \frac{9}{5}\,°F.$$

Cele mai utilizate scări termometrice, în meteorolgie, sînt scara Celsius, ce tinde să fie generalizată în toate serviciile meteorologice din lume, și scara Fahrenheit, folosită la ora actuală în S.U.A. și unele țări anglofone.

Pentru ușurarea transformării temperaturii exprimată în grade centigrade în grade Fahrenheit sau invers se mai poate utiliza relația

$$t°C = \left(\frac{9}{5}\,t° + 32\right)^{\circ} F.$$

4. Variațiile temperaturii aerului

Temperatura aerului nu este o mărime constantă. Știind că aerul se încălzește și, uneori, se răcește prin intermediul scoarței terestre, iar temperatura acesteia oscilează de la o zi la alta sau de la un moment la altul, rezultă că temperatura aerului este o mărime variabilă.

În general, variația temperaturii aerului este condiționată de mai mulți factori, dintre care se menționează: latitudinea locului, anotimpul, relieful, caracterul suprafeței terestre, nebulozitatea și altitudinea.

Se disting două feluri de variații ale temperaturii aerului: variații periodice — diurne și anuale; variații neperiodice sau accidentale.

a. **Variația diurnă a temperaturii aerului.** În decurs de 24 h, în condițiile unei stări a atmosferei fără modificări importante, variația temperaturii aerului se caracterizează printr-o oscilație simplă, avînd o valoare maximă care se produce în jurul orei 14 și o valoare minimă care se produce cu puțin timp înainte de răsăritul Soarelui (fig. 13).

Amplitudinea variațiilor diurne ale temperaturii aerului depinde de factorii menționați anterior. Astfel, cele mai mari amplitudini se înregistrează pe continente, la latitudini de 30—40°, de ordinul a 15—20°C în zonele aride. Spre latitudini mai mari sau mai mici, valoarea amplitudinii se reduce la numai cîteva grade. De asemenea, anotimpul modifică valoarea amplitudinii diurne. Astfel, vara, din

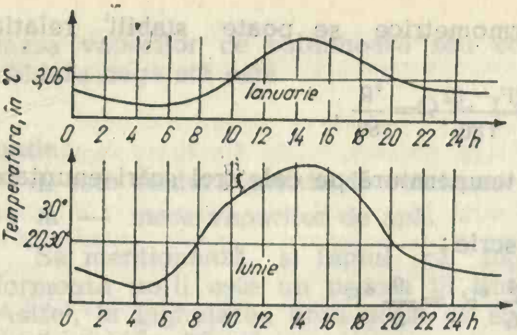


Fig. 13. Mersul zilnic al temperaturii aerului la Bucureşti pentru lunile ianuarie şi iunie.

cauza zilei mai lungi, la latitudinile mijlocii, diferenţa dintre valoarea maximă şi cea minimă a temperaturii aerului dintr-o zi poate atinge 10—15°C. Iarna, în schimb, această diferenţă se reduce la 4—6°C.

Relieful şi altitudinea locului modifică profilul variaţiei diurne a temperaturii aerului, decalînd momentul producerii valorilor extreme sau reducînd amplitudinea.

Caracterul suprafeţei subiacente exercită o puternică influenţă asupra variaţiilor diurne ale temperaturii aerului. Astfel se explică de ce în regiunea aridă a deşerturilor latitudinilor tropicale (pustiuri) amplitudinea variaţiilor diurne poate depăşi valoarea de 50°C, în timp ce pe mări şi oceane, la aceleaşi latitudini, amplitudinile nu depăşesc 1—2°C.

Acoperirea solului cu strat vegetal sau cu strat de zăpadă, imprimă variaţiei diurne a temperaturii aerului particularităţi deosebite. De exemplu, iarna, în nopţile senine, valoarea temperaturilor minime deasupra unui sol acoperit cu strat proaspăt de zăpadă va fi mult mai mică decît cea a temperaturilor înregistrate deasupra unui sol neacoperit cu strat de zăpadă. În aceste condiţii şi amplitudinea variaţiei diurne se modifică corespunzător.

În condiţii particulare de relief, regimul temperaturii aerului într-o zi poate să se caracterizeze prin valori momentane, extrem de diferite pe o distanţă verticală relativ mică. Astfel, în literatura meteorologică se citează cazul unei văi din Austria (Lunz) unde, într-o zi de iarnă, temperatura aerului pe fundul văii era la un moment dat de — 29°C, în timp ce pe unul din versanţi, la 100 m înălţime, se înregistrau + 2°C.

În studiul variaţiei diurne a temperaturii aerului, o puternică influenţă o exercită nebulozitatea. În zilele cu cer senin — valoarea maximă de temperatură se produce cu 1—1½ h mai tîrziu decît în zilele cu cer noros. Legat de influenţa nebulozităţii asupra variaţiei temperaturii aerului, de un deosebit interes este scăderea nocturnă a temperaturii aerului, în condiţii de cer senin şi vînt calm, adică a unei radiaţii extrem de intense.

Cunoaşterea valorilor temperaturii minime, în astfel de situaţii, este deosebit de importantă, în prognozarea producerii îngheţurilor tîrzii de primăvară şi a celor timpurii de toamnă.

b. **Variaţia anuală a temperaturii aerului** se caracterizează tot printr-o oscilaţie simplă. Cele mai ridicate valori ale temperaturii aerului se înregistrează pe continente în luna iulie, iar cele mai coborîte valori, în luna ianuarie. Pe oceane şi în apropierea litoralurilor, valoarea maximă anuală se produce în luna august, iar valoarea minimă în luna februarie sau martie. Decalarea producerii valorilor extreme se explică prin modul de încălzire şi de răcire a suprafeţelor mari de apă în raport cu cele de uscat.

Variaţia anuală a temperaturii aerului este condiţionată de variaţia intensităţii radiaţiei solare şi a radiaţiei terestre, în strînsă dependenţă de latitudinea locului.

Valoarea minimă a amplitudinii anuale a temperaturii aerului se înregistrează la ecuator, unde fluxul energiei radiante este aproape constant în decurs de un an, iar valoarea maximă, la latitudinile mari, polare (fig. 14).

Variaţiile anuale ale temperaturii aerului diferă de la o regiune la alta a globului. Se disting patru tipuri de variaţii anuale (periodice):

— *tipul ecuatorial*, caracterizat prin două valori maxime produse după echinocţii şi două valori minime produse după solstiţii;

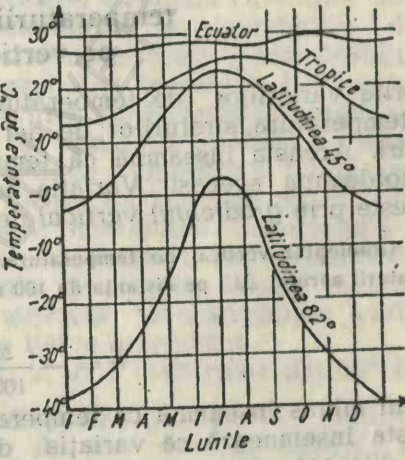


Fig. 14. Variaţia anuală a temperaturii aerului la diferite latitudini.

— *tipul tropical*, caracterizat printr-o oscilaţie simplă, cu o valoare maximă înregistrată după solstiţiul de vară şi una minimă după solstiţiul de iarnă;

— *tipul latitudinilor mijlocii*, identic cu tipul tropical, deosebindu-se doar prin mărimea amplitudinii anuale, care este mult mai mare (10°C pe litoral şi 40 — 50°C pe continente);

— *tipul polar*, care se caracterizează printr-o iarnă rece, îndelungată, şi o vară răcoroasă, scurtă; valoarea minimă a temperaturii aerului se înregistrează la sfîrşitul nopţii polare, în luna martie, iar valoarea maximă în luna august.

În cadrul acestui tip se produc cele mai mari amplitudini ale temperaturii aerului, ajungînd la 40—50°C pe continente şi la 20—25°C pe oceane.

În afara acestor oscilaţii periodice sau regulate, înregistrate zilnic sau anual, temperatura aerului poate avea şi *variaţii neperiodice* sau accidentale. Aceste variaţii sînt cauzate de procese advective (calde sau reci) din diferite perioade ale anului. Cele mai cunoscute sînt pătrunderile reci din luna mai, perioadă cunoscută sub denumirea de „Sfinţii de gheaţă", şi încălzirile puternice din lunile septembrie şi octombrie, cunoscute sub denumirea de „toamna fetelor bătrîne".

Studiul variaţiilor temperaturii aerului, zi de zi, pe o perioadă îndelungată de timp, a permis stabilirea unor răciri şi încălziri în diferitele luni ale anului, care se repetă cu o frecvenţă destul de mare în aceleaşi perioade ale lunii, an de an, sau decalate uşor cu 1-2 zile în plus sau în minus. S-a realizat, astfel, o imagine a *singularităţii termice*. Aceste singularităţi termice pot constitui o bază obiectivă în prognoza climatologică a regimului temperaturii aerului dintr-o lună sau o perioadă anumită a lunii.

Asociate cu singularităţile barice, variaţiile temperaturii aerului pot constitui, cu bune rezultate, chiar criterii de prognoză pe lungă durată a temperaturii aerului.

5. Distribuţia temperaturii aerului pe verticală

Datorită variaţiilor de temperatură înregistrate la suprafaţa terestră, temperatura straturilor de aer aflate deasupra va suferi şi ea modificări. Aceasta înseamnă că temperatura aerului pe verticală nu este întotdeauna aceeaşi. Variaţia temperaturii aerului pe verticală se defineşte prin *gradientul vertical de temperatură*.

Gradientul vertical de temperatură, notat cu γ, reprezintă variaţia temperaturii aerului $\Delta t°$ pe distanţa de 100 m ascensiune.

Deci,

$$\gamma = -\frac{\Delta t°}{100\,\text{m}}.$$

Semnul minus înseamnă că temperatura aerului scade cu înălţimea.

Aceasta însemnează că variaţia de temperatură Δt poate să reprezinte diferenţa dintre temperatura t de la înălţimea z şi temperatura t_H de la înălţimea z_H (z fiind exprimat în sute de metri). În acest caz se poate scrie

$$\gamma = -\frac{t - t_H}{z - z_H}.$$

În funcţie de valorile temperaturilor care se pot înregistra la diferite niveluri din atmosfera liberă, pot exista trei situaţii.

Dacă :

—$t > t_H$, atunci $\gamma > 0$, iar temperatura aerului scade cu înălţimea ;

—$t < t_H$, atunci $\gamma < 0$, iar temperatura aerului creşte cu înălţimea ;

—$t = t_H$, atunci $\gamma = 0$, temperatura aerului fiind invariabilă cu înălţimea.

În troposferă, valoarea mijlocie a gradientului vertical de temperatură este egală cu 0,65°C la 100 m sau 6,5°C la 1 000 m. În funcţie de cantitatea vaporilor de apă prezenţi în aerul atmosferic, valoarea gradientului vertical de temperatură este diferită pentru aerul uscat sau umed nesaturat în raport cu cea pentru aerul umed saturat.

În condiţiile în care $\gamma = 0$, adică temperatura aerului nu variază cu înălţimea, se spune că există un strat de izotermie, iar stratul de aer în care temperatura aerului creşte cu înălţimea ($\gamma < 0$), se vorbeşte de un strat de inversiune termică. De prezenţa unei astfel de stratificări termice a aerului pe verticală este asociată producerea unor fenomene meteorologice, cum este, de exemplu, ceaţa.

6. Distribuţia temperaturii aerului pe glob

Dacă suprafaţa Pămîntului ar fi omogenă, iar atmosfera imobilă, atunci temperatura aerului în orice punct al Pămîntului s-ar defini prin cantitatea de energie radiantă primită şi ar depinde numai de latitudinea locului.

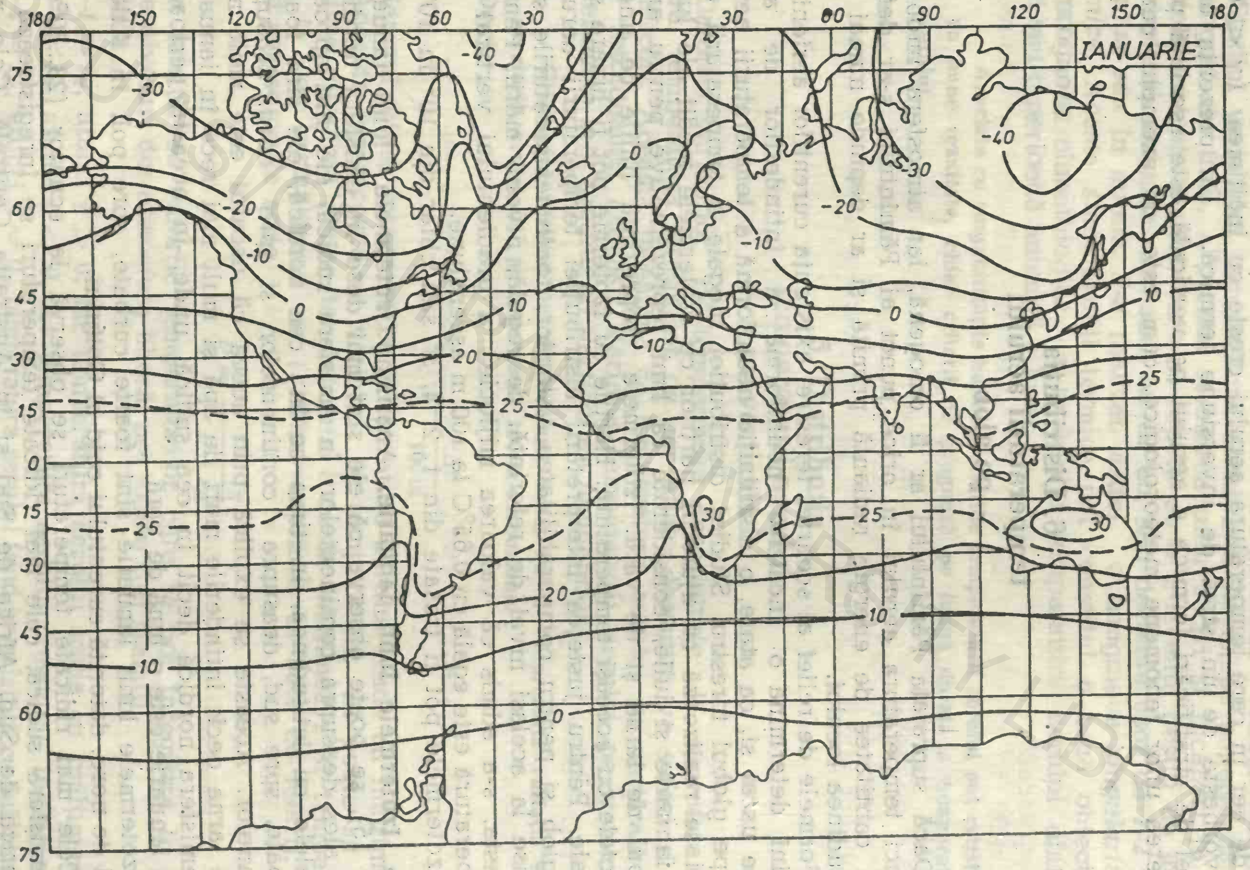
Formele de relief al scoarţei terestre, existenţa curenţilor aerieni şi marini determină o încălzire neuniformă a întinderilor de apă şi de uscat şi, ca atare, o distribuţie neuniformă a temperaturii aerului pe globul terestru. Studiul distribuţiei inegale a temperaturii aerului se realizează cu ajutorul hărţilor cu izotermele medii ale lunilor ianuarie şi iulie, considerate ca luni reprezentative pentru anotimpul de iarnă şi de vară. Izotermele reprezintă liniile ce unesc punctele cu aceeaşi temperatură. Hărţile cu izoterme pot fi lunare sau anuale. Pentru justeţea interpretării distribuţiei temperaturii aerului pe glob şi pentru comparabilitatea valorilor, toate temperaturile sînt reduse la acelaşi nivel de referinţă, de regulă, nivelul mării. Pentru aceasta, s-a admis că valoarea mijlocie a gradientului vertical de temperatură este egală cu 0,65°C la 100 m ascensiune.

Izotermele pot fi trasate din 1, 2, 4, 5° sau chiar din 10° în 10°C.

a. **Izotermele lunii ianuarie.** Analizînd izotermele lunii ianuarie (fig. 15), se poate observa că ele sînt mai dese în emisfera nordică, mai ales deasupra continentelor. În emisfera sudică, ele sînt aproape paralele cu latitudinea, în timp ce în cea nordică, ele sînt foarte curbate, spre sud, deasupra continentelor, şi spre nord, deasupra oceanelor. Aceasta se explică prin aceea că uscatul este mult mai rece iarna decît întinderile mari de apă şi mult mai rece în ianuarie în emisfera nordică decît în cea sudică, unde, în această perioadă, luna ianuarie este o lună de vară.

Izotermele lunii ianuarie sînt foarte curbate, spre pol, în Atlanticul de nord, datorită curentului cald al Golfului.

Cele mai ridicate temperaturi se observă la ecuator (28...30°C). În emisfera sudică, cele mai ridicate temperaturi se înregistrează în America de Sud, Africa de Sud şi în Australia Centrală. Cele mai joase temperaturi se înregistrează în nord-estul Asiei — Iakuţia — în regiunea Verhoiansk (— 48°C), precum şi în Groenlanda (— 40°C). În emisfera sudică, cea mai scăzută temperatură s-a înregistrat în Antarctida, la o staţie sovietică de cercetare (— 82,7°C).



180
150
120
90
60
30
0
30
60
90
120
150
180
75
60
45
30
15
0
15
30
45
60
75
IANUARIE
-40
-30
-20
-10
0
10
20
25
30
-40
-30
-20
-10
0
10
25
30
25
20
10
10
0
25
10

Fig. 15. Temperatura medie la nivelul mării (în °C) în ianuarie.

b. **Izotermele lunii iulie.** Analizînd harta izotermelor lunii iulie (fig. 16), se poate constata că izotermele sînt, în general, mai rare decît în luna ianuarie, ceea ce ne arată că diferenţa de temperatură dintre emisfera nordică şi cea sudică este mai mică vara decît iarna. Cele mai ridicate temperaturi din emisfera nordică (30...35°C) se înregistrează în zona tropicelor, iar cele mai scăzute (în jurul a 0°C) se înregistrează în zona polului.

Din distribuţia pe glob a temperaturii aerului, se poate constata că ecuatorul geografic nu coincide cu zona celor mai ridicate temperaturi. Linia cu cele mai ridicate temperaturi pe glob, denumită *ecuatorul termic*, este situată la circa 100 km mai spre nord de ecuatorul geografic. În orice anotimp, ecuatorul termic rămîne situat în emisfera nordică, datorită preponderenţei suprafeţelor de uscat.

În legătură cu valorile extreme de temperatură, înregistrate pe glob, se poate spune că polii frigului se situează, unul în regiunea Verhoiansk — Oimeakon, unde temperatura medie a lunii ianuarie este sub — 48°C, iar celălalt, în nordul Groenlandei, unde temperatura medie a lunii ianuarie este de — 40°C.

Temperatura minimă absolută din emisfera nordică s-a înregistrat la Verhoiansk-Iakuţia, în 1892, fiind egală cu — 71°C. În Groenlanda şi Antarctida, temperatura aerului a coborît sub —60°C.

În Antarctida, la staţia sovietică Vostok, s-a măsurat temperatura de — 73°C, iar în luna august 1958, la staţia sovietică Vostok I, s-a înregistrat temperatura record de — 87,4°C.

Temperatura maximă absolută s-a înregistrat în California, Iranul de Sud şi la Tripoli, depăşindu-se valoarea de 58°C (la umbră).

7. Distribuţia temperaturii aerului în atmosfera liberă

Se poate vorbi de o variaţie, diurnă şi anuală, a temperaturii aerului în atmosfera liberă. Prin atmosferă liberă se înţeleg straturile de aer situate deasupra nivelului de 1 000 m. Stratul de aer din imediata apropiere a suprafeţei terestre, gros de aproximativ 1 000 m, poartă numele de *strat limită*. În acest strat se resimte puternic influenţa suprafeţei solului. Cercetarea stratului limită prezintă, la ora actuală, o problemă dificilă, dar deosebit de importantă.

În ceea ce priveşte variaţia diurnă a temperaturii aerului din atmosfera liberă, aceasta se caracterizează, deseori, prin amplitudini foarte mari, de la un strat la altul, ca urmare a unor variaţii accidentale, datorate pătrunderilor maselor de aer cald sau rece. În figura 17 este reprezentată distribuţia temperaturii pe verticală, pînă la înălţimea de 10 km, pentru anotimpul de iarnă şi de vară. Se observă net diferenţele ce apar, în aceeaşi zi, în cele două anotimpuri distincte.

Temperatura aerului din atmosfera liberă prezintă variaţii anuale marcante. Încălzirea straturilor de aer din partea inferioară a atmosferei, în cursul verii, se resimte şi în atmosfera liberă, aşa cum rezultă din curbele figurii 18, care reprezintă temperaturile medii, pe niveluri distincte, calculate pentru lunile de iarnă (noiembrie-aprilie)

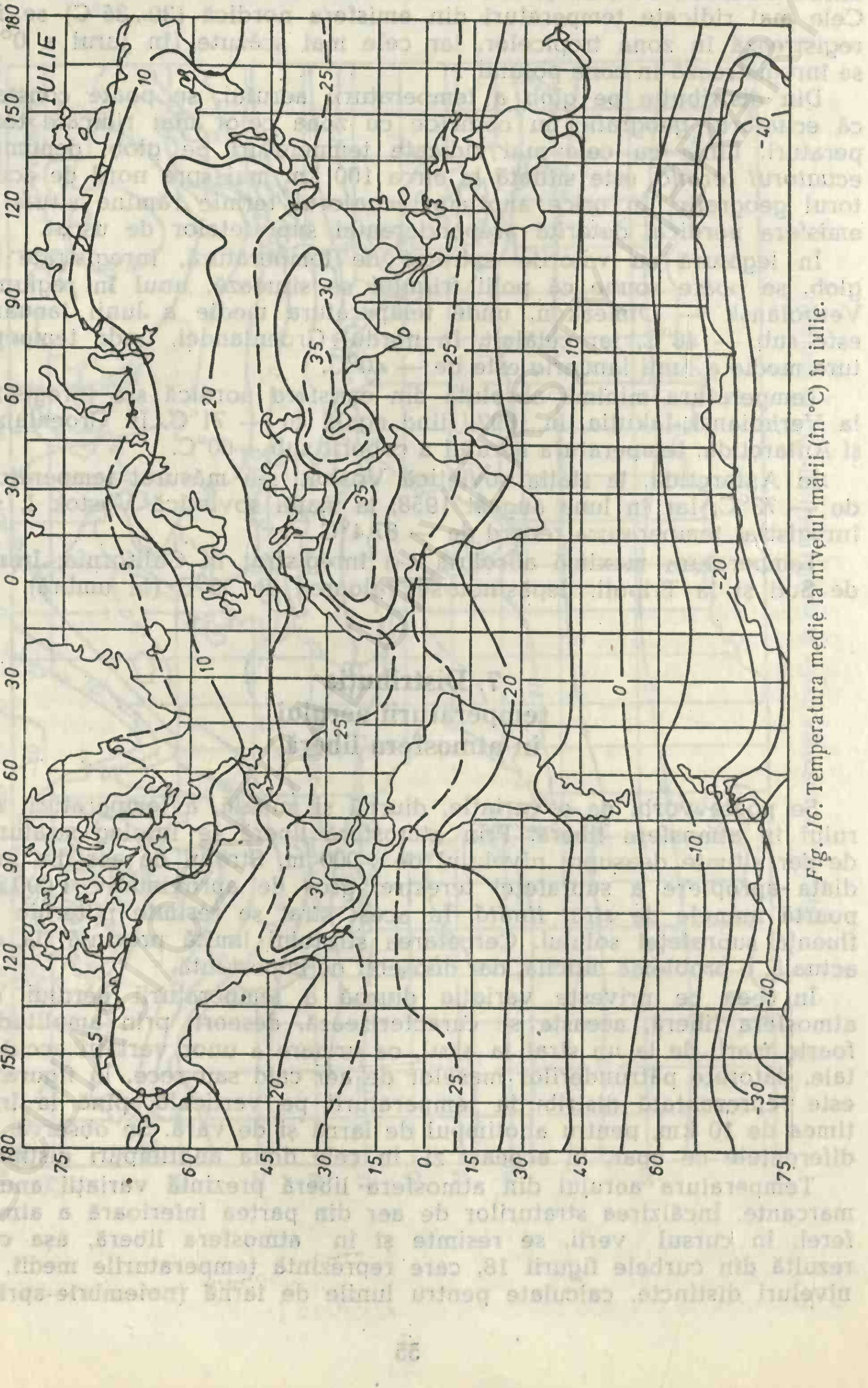
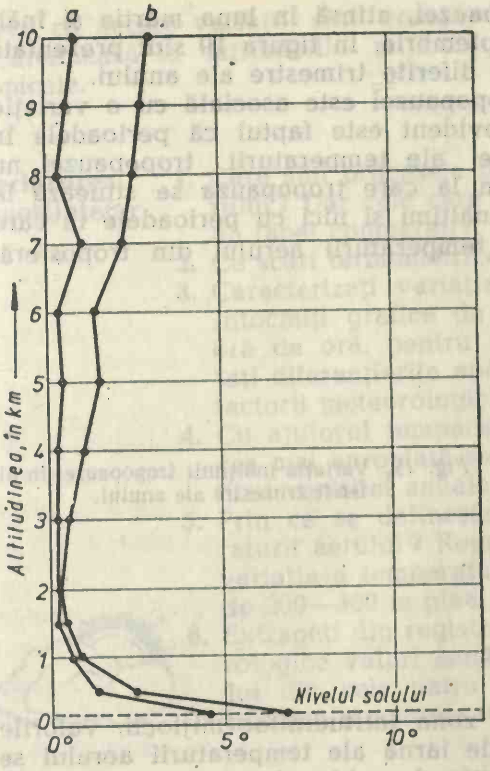

IULIE
10
5
20
25
30
35
0
-10
-20
-30
-40
180
150
120
90
60
30
0
75
60
45
30
15

Fig. 16. Temperatura medie la nivelul mării (în °C) în iulie.



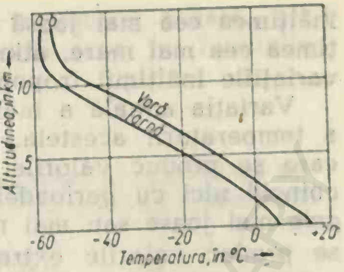


Fig. 18. Temperatura medie în atmosfera liberă:
a — iarna ; *b* — vara.

Fig. 17. Diferența de temperatură între zi și noapte:
a — iarna ; *b* — vara.

și pentru lunile de vară (mai-octombrie). Calculele s-au limitat la înălțimea de 14 km, dar variațiile anuale se resimt și la înălțimi mai mari.

Perioadele în care se produc valorile extreme sînt puțin decalate față de datele la care se înregistrează temperaturile maxime și minime anuale la suprafața terestră. Acest lucru este valabil mai ales în primii 5 km ai atmosferei libere. În orice punct de pe suprafața terestră și la orice înălțime, temperaturile cele mai coborîte într-un an se înregistrează cel mai tîrziu la sfîrșitul lunii februarie, iar valorile maxime către mijlocul lunii august.

Prezența vaporilor de apă și a produselor de condensare a acestora în atmosfera liberă exercită o influență moderatoare asupra variației anuale a temperaturii aerului. Această influență se resimte pînă la mari înălțimi în atmosfera liberă, înălțimi de ordinul cîtorva kilometri. Astfel, raportul dintre amplitudinile anuale ale temperaturii aerului între Europa Centrală (Lindenberg și Insulele Britanice), la sol, are valoarea de 1,28, la înălțimea de 5 km; în atmosfera liberă el este de 1,24.

Variațiile diurne și anuale ale temperaturii aerului din atmosfera liberă sînt mai puțin sesizabile în activitatea de fiecare zi. Există, însă, un indiciu după care se poate ști dacă atmosfera liberă s-a încălzit sau s-a răcit, de la o zi la alta. Acest indiciu îl constituie ridicarea sau coborîrea nivelului tropopauzei.

De exemplu, la Trappes (Franța), s-a constatat, în decurs de un an, o variație de 1 500 m a înălțimii tropopauzei, considerîndu-se înălțimea cea mai joasă a tropopauzei, atinsă în luna martie și înălțimea cea mai mare, atinsă în septembrie. În figura 19 sînt prezentate variațiile înălțimii tropopauzei în diferite trimestre ale anului.

Variația anuală a înălțimii tropopauzei este asociată cu o variație a temperaturii acesteia. Foarte evident este faptul că perioadele în care se produc valorile extreme ale temperaturii tropopauzei nu coincid nici cu perioadele din an la care tropopauza se situează la cele mai joase sau mai ridicate înălțimi și nici cu perioadele în care se produc valorile extreme ale temperaturii aerului din troposferă.

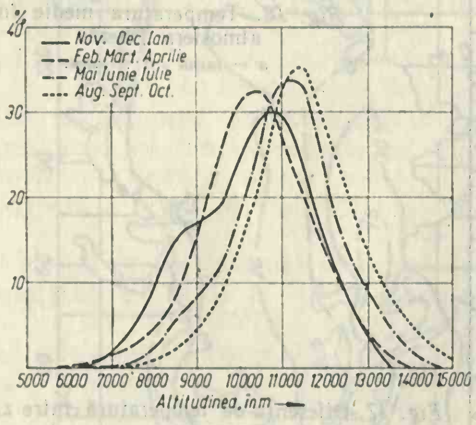


Fig. 19. Variația înălțimii tropopauzei în diferite trimestre ale anului.

În stratosferă, de exemplu, în zona latitudinilor mijlocii, valorile maxime de vară și cele minime de iarnă ale temperaturii aerului se produc în perioada solstițiilor, spre deosebire de troposferă, unde aceleași valori se produc cu 1-2 luni mai tîrziu.

În general, cele menționate anterior, valabile pentru latitudinile mijlocii, pot fi considerate valabile și pentru alte latitudini (tropicale sau polare). Amplitudinea variației anuale a înălțimii tropopauzei este de ordinul a 1 500 m în orice punct al globului terestru, cu mențiunea că în zonele subpolare valorile extreme se produc cu două luni mai devreme decît la latitudinile mijlocii.

Pe de altă parte, amplitudinea variației anuale a temperaturii tropopauzei variază destul de complex cu înălțimea. În figura 20 se ob-

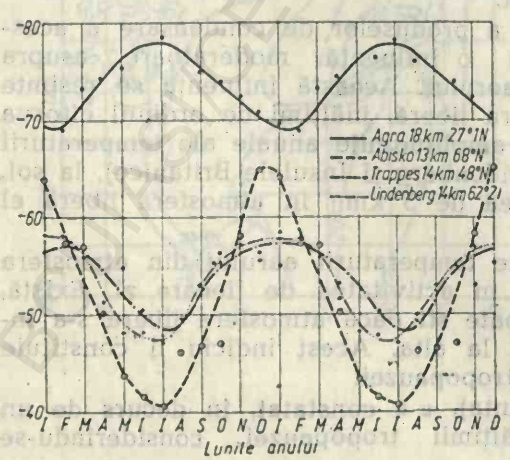


Fig. 20. Amplitudinea variației anuale a temperaturii tropopauzei.

servă că aceste variaţii sînt considerabile în regiunile polare, ele se atenuează la latitudinile mijlocii şi devin inverse în regiunile tropicale.

Verificarea cunoştinţelor

1. Care sînt procesele fizice ce conduc la încălzirea aerului? Dar cele care determină răcirea lui? Întocmiţi un tabel comparativ.
2. Ce scări termometrice cunoaşteţi?
3. Caracterizaţi variaţia diurnă a temperaturii aerului. Întocmiţi grafice de variaţie a temperaturii aerului, oră de oră, pentru cîteva zile consecutive. Comentaţi diferenţierile apărute şi explicaţi-le în funcţie de factorii meteorologici care le-au determinat.
4. Cu ajutorul temperaturilor medii lunare, luate de la cea mai apropiată staţie meteorologică, întocmiţi graficul variaţiei anuale a temperaturii aerului.
5. Prin ce se defineşte variaţia pe verticală a temperaturii aerului? Reprezentaţi grafic diferite profile de variaţie a temperaturii aerului pe straturi cu grosimi de 200—300 m pînă la înălţimea de 15 km.
6. Extrageţi din registrele sau tabelele unei staţii meteo-rologice valori semnificative de temperatură a aerului din cele patru anotimpuri. Subliniaţi valorile maxime şi minime remarcabile.

REGIMUL TERMIC AL SOLULUI

Procesele care se desfăşoară în învelişul solid şi lichid al Pămîntului, pe de o parte, şi în atmosferă, pe de altă parte, se află în strînsă dependenţă, unul faţă de celălalt. Oscilaţiile regimului termic în unul din aceste învelişuri ale planetei noastre determină variaţii foarte importante în altul din aceste învelişuri.

Dacă se examinează schema bilanţului radiativ al globului terestru, se poate observa uşor că, cea mai mare parte a energiei radiante ajunge la suprafaţa terestră sub forma radiaţiei directe şi a celei difuze. Această radiaţie este în parte reflectată, restul fiind absorbită de suprafaţa terestră. După cum s-a văzut, atmosfera pămîntului nu primeşte energia direct de la Soare, ci prin intermediul suprafeţei terestre. Suprafaţa terestră transformă această energie în căldură.

Căldura acumulată de sol contribuie la încălzirea acestuia şi, prin fenomenul de radiaţie, la încălzirea straturilor de aer aflate deasupra lui. Datorită variaţiilor în timp şi spaţiu ale bilanţului radiativ al sistemului pămînt-atmosferă, şi regimul termic al solului va prezenta variaţii atît în profunzime, cît şi la suprafaţa acestuia.

Datorită proprietăţii pe care o are scoarţa terestră, de a distribui energia calorică, ea a fost numită *suprafaţă activă.*

Temperatura solului constituie unul dintre factorii care exercită o puternică influenţă asupra diferitelor procese şi fenomene care au loc în sol.

Astfel, oscilaţiile zilnice ale temperaturii solului favorizează schimbul care există între aerul din sol şi cel din atmosferă şi înlesneşte circuitul apei în sol. Temperatura solului condiţionează în mare măsură atît intensitatea proceselor de putrezire şi descompunere organică a substanţelor, cît şi capacitatea de absorbţie a substanţelor minerale de către rădăcinile plantelor. Ea condiţionează, de asemenea, existenţa microorganismelor, a căror viaţă este determinată numai de un anumit regim termic al solului. Cunoaşterea temperaturii solului este de maximă importanţă în agricultură.

1. Proprietățile termice ale solului

Prin regimul termic al solului se înțelege procesul care are loc în straturile superioare ale solului, unde radiația solară este absorbită și transformată în căldură sau reflectată către atmosferă. Între suprafața solului și aerul situat deasupra, cît și între diferitele straturi ale solului, are loc permanent un schimb de căldură. Ziua, absorbind radiațiile solare și transformîndu-le în energie calorică, suprafața solului se încălzește. Noaptea, datorită efectului de radiație, suprafața solului pierde căldura acumulată în cursul zilei și, deci, se răcește. Răcirea suprafeței solului este mai puternică decît aceea a straturilor de aer situate deasupra și decît straturile solului situate în adîncime. Dacă se ține seama și de faptul că la suprafața solului se produc și procese de evaporare, însoțite întotdeauna de consum (pierdere) de căldură, se poate vedea mai bine modul în care se răcește suprafața terestră. Din acest punct de vedere, un sol umed care se evaporă intens, constituie un sol rece, față de solul uscat.

Procesele de încălzire și de răcire a solului, depind de foarte mulți factori. Dintre aceștia, cei mai importanți sînt: conductivitatea termică și căldura sa specifică.

a. **Conductivitatea termică** reprezintă capacitatea solului de a facilita sau nu propagarea căldurii în sol. Ea se definește prin coeficientul de conductibilitate termică λ, care reprezintă raportul dintre conductivitatea calorică K și căldura specifică a solului C:

$$\lambda = \frac{K}{C} \text{ [cal/cm.s.grad]}.$$

b. **Coeficientul de conductibilitate calorică** se definește prin cantitatea de căldură care parcurge unitatea de suprafață (cm^2) în unitatea de timp (secunda) a unui strat de grosime 1 cm, cu condiția ca diferența de temperatură dintre limita superioară și inferioară a stratului considerat să nu depășească 1°C.

Cunoscîndu-se valoarea acestui coeficient, se poate aprecia capacitatea solului de a transmite căldura de la straturile mai calde către cele mai reci. Conductivitatea calorică diferă de la un sol la altul, depinzînd de gradul de afînare a solului și de umiditatea acestuia. Solurile uscate au conductivitatea calorică mai mică decît cele umede, deoarece aerul are conductivitatea calorică mai mică decît apa (tab. 3).

Tabela 3

Variația conductivității calorice a solului

Natura solului	kcal/cm.s.grad
Sol nisipos	0,0028
Sol apos	0,0042
Argilă	0,0044
Granit	0,0097
Gresie	0,0107

c. **Căldura specifică** definită prin cantitatea de căldură necesară unui gram sau centimetru cub din sol, pentru a-și ridica temperatura cu 1°C, poate să fie gravimetrică și volumetrică. Între aceste două mărimi există relația

$$C = \rho \cdot c,$$

în care:

C este căldura specifică volumetrică;
c — căldura specifică gravimetrică;
ρ — densitatea solului.

Căldura specifică a aerului este de 0,000 306 cal./g.grd. De aici se poate trage concluzia că solurile uscate se vor încălzi și se vor răci mai repede decît cele umede.

Trebuie reținut, de asemenea, și faptul că solurile umede se încălzesc la suprafață mult mai puțin decît cele uscate, deoarece căldura lor specifică și conductivitatea calorică este mai mare decît în cazul solurilor uscate.

Umezeala solului influențează considerabil căldura specifică a solului (tab. 4).

Tabela 4

Variația căldurii specifice a solului în funcție de umezeală

Natura solului	Căldura specifică, în cal/g.grd		
	Umezeala relativă, în %		
	Uscat	50%	100%
Turbă	0,20	0,56	0,94
Argilă	0,26	0,54	0,90
Nisip	0,35	0,48	0,63

Pentru a se urmări procesele de încălzire și de răcire ale solului, în decurs de 24 h, trebuie făcut inventarul afluxurilor de căldură pe care le primește solul și al pierderilor de căldură ale solului, adică bilanțul caloric al suprafeței terestre. Se deosebește un bilanț caloric diurn și unul nocturn.

În bilanțul caloric diurn se observă că, din totalul energiei radiante pe care o primește suprafața Pămîntului, părți din acesta sînt folosite în următoarele procese sau cedate altor medii:

— radiația reflectată către atmosferă;
— radiația emisă de suprafața solului, ca urmare a încălzirii sale;
— energia radiantă consumată în procesele de evaporare;
— energia calorică cedată straturilor de aer învecinate, prin convecție și turbulență;
— fluxul caloric dirijat de la suprafața solului către straturile mai profunde ale solului.

Așadar, dintr-o cantitate de energie primită direct de la Soare, suprafața terestră distribuie energia calorică, în sensurile menționate. Diferența ce rămîne, contribuie la păstrarea unei anumite temperaturi a suprafeței solului.

Bilanţul caloric nocturn începe în momentul apusului Soarelui şi durează pînă la răsăritul acestuia. Este, evident, că în cursul nopţii, solul nu mai beneficiază de aport de energie calorică ci, dimpotrivă, cedează din căldura acumulată în cursul zilei. Pierzînd din căldură, solul se răceşte noaptea, atît la suprafaţa sa şi mai puţin în straturile sale mai profunde. Răcindu-se, el determină şi răcirea straturilor de aer din imediata lui apropiere.

Elementele componente ale bilanţului caloric al solului depind de un complex de factori, dintre care se menţionează: nebulozitatea, vîntul, anotimpul, latitudinea locului, prezenţa stratului vegetal sau a stratului de zăpadă, umezeala solului, textura lui etc.

2. Variaţia zilnică şi anuală a temperaturii solului

Din cele arătate rezultă că suprafaţa Pămîntului posedă întotdeauna, un bilanţ caloric Q, care-i conferă calităţile de a fi caldă sau rece. Cunoscîndu-se bilanţul caloric la un moment dat, se poate aprecia variaţia de temperatură a solului, pe intervale de timp mai scurte sau mai lungi.

În general, din fizică se ştie că

$$Q = m \cdot c\,(t - t_0),$$

unde:

Q este cantitatea de căldură înmagazinată de un corp oarecare;

m — masa corpului;

c — căldura sa specifică;

$t - t_0 = \Delta t$ — variaţia de temperatură.

Raportîndu-se cantitatea de căldură (bilanţul) la unitatea de masă ($m = 1$), se poate scrie

$$Q = c \cdot \Delta t,$$

sau

$$\boxed{\Delta t = \frac{Q}{c}}$$

Din această ultimă relaţie se poate trage concluzia că variaţia temperaturii solului va fi pozitivă ori de cîte ori bilanţul său caloric va fi pozitiv, adică suprafaţa terestră va primi mai multă căldură decît ar pierde.

Variaţiile temperaturii solului, ca şi acelea ale temperaturii aerului, pot fi regulate — diurne şi anuale — şi neperiodice (accidentale).

Variaţia diurnă a temperaturii solului se caracterizează printr-o oscilaţie simplă, cu o valoare maximă la amiază şi o valoare minimă care se produce cu puţin timp înainte de răsăritul Soarelui (fig. 21). Mersul zilnic al temperaturii solului depinde de schimbul termic dintre sol şi atmosferă, care, la rîndul său, poate fi condiţionat de ceaţă,

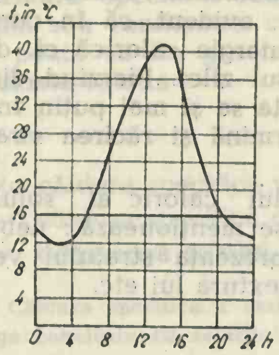


Fig. 21. Mersul zilnic al temperaturii solului.

nebulozitate și vînt. Precipitațiile atmosferice, neuniformizînd temperatura diferitelor straturi din sol, modifică și alura curbei variației sale diurne.

Amplitudinea diurnă a temperaturii suprafeței solului depinde de natura și de caracteristicile fizice ale acestuia. Ea scade cu adîncimea, devenind aproape zero la adîncimea de 80—100 cm.

În tabela 5 se dau cîteva date comparative ale amplitudinii diurne, față de amplitudinea diurnă a temperaturii aerului, pentru diferite categorii de soluri.

Tabela 5

Amplitudinile diurne ale temperaturii solului și aerului

Natura solului	Amplitudinea diurnă a solului	Amplitudinea diurnă a aerului
Granit	20,3°C	13,1°C
Turbă	21,4°C	
Nisip	34,5°C	

Variația temperaturii solului, depinde, în mare măsură, de gradul de umectare, de tasarea sau afînarea solului, de natura vegetației care acoperă solul, precum și de prezența stratului de zăpadă pe suprafața sa.

Amplitudinea diurnă a temperaturii solului este mai mică la suprafața unui sol umed decît la suprafața unui sol uscat cu aceeași structură fizică, ca urmare a faptului că umezeala întîrzie încălzirea solului.

De asemenea, un sol tasat se încălzește și se răcește mai repede decît unul afînat, în primul caz amplitudinea diurnă fiind mai mare decît în cel de al doilea.

Culoarea solului are o importanță deosebită în gradul de încălzire. Este foarte cunoscut faptul că solurile închise la culoare se încălzesc mai puternic decît cele deschise, diferențele de temperatură ridicîndu-se la 4—6°C pentru aceleași condiții de insolație. În general, prezența pe suprafața solului a stratului vegetal sau a stratului de zăpadă reduce cu cîteva grade amplitudinea diurnă, în raport cu același sol neacoperit.

În decurs de un an, temperatura solului înregistrează valorile cele mai coborîte în lunile ianuarie-februarie şi cele mai ridicate valori în lunile iulie-august. Pentru a ilustra caracterul variaţiilor anuale, se întocmesc grafice cu termoizopletele anuale ale solului, luîndu-se în abscisă lunile, iar în ordonată adîncimea în metri (fig. 22). Termoizopletele sînt izolinii ale temperaturii solului.

De o deosebită importanţă pentru regimul termic al solului, în perioada rece a anului, este prezenţa stratului de zăpadă. După cum se ştie, zăpada, mai ales cea proaspăt căzută, posedă un albedou foarte

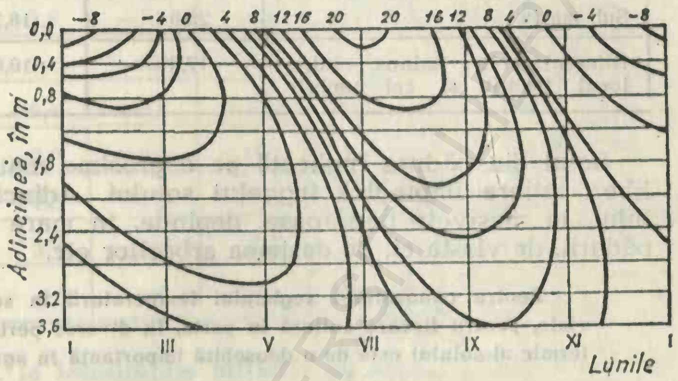


Fig. 22. Termoizopletele anuale ale solului.

mare, adică ea reflectă, în cea mai mare parte, radiaţia solară recepţionată. Din această cauză, bilanţul caloric (radiativ) al stratului de zăpadă este negativ. Zăpada are, însă, o conductibilitate termică foarte mică, factor ce nu permite compensarea bilanţului caloric negativ în detrimentul căldurii provenite de la straturile mai adînci ale solului. Pentru acest considerent, temperatura solului sub un strat de zăpadă este, întotdeauna, mai ridicată decît pe solul neacoperit cu strat de zăpadă. Stratul de zăpadă protejează solul de îngheţul straturilor situate în profunzime.

Primăvara, zăpada contribuie la răcirea solului. Căldura care se primeşte de la Soare, se consumă în acest anotimp pentru topirea stratului de zăpadă, sub acesta temperatura solului rămînînd apropiată de zero grade.

O deosebită importanţă are problema adîncimii de îngheţ a solului.

Pentru a ilustra influenţa stratului vegetal asupra regimului temperaturii solului, se fac cîteva precizări privind vegetaţia forestieră.

Vegetaţia forestieră exercită o puternică influenţă asupra proceselor de încălzire şi de răcire a solului. Pădurea, prin coronamentul şi litiera ei, constituie un izolator al solului faţă de insolaţiile şi de radiaţiile puternice.

Temperatura solului din pădure, în straturile superficiale, în anotimpul călduros al anului, este mai coborîtă decît în cîmp deschis. Într-o pădure de stejar, diferenţa dintre aceste temperaturi se ridică, primăvara, la 2,5—3°C, iar vara, pînă la 8°C. Iarna, temperatura solului în pădure este mult mai ridicată decît în cîmpul liber.

Coronamentul pădurii (totalitatea coroanelor arborilor) influenţează temperatura solului din pădure mult mai mult, în comparaţie cu litiera (stratul de frunze şi alte resturi vegetale de la suprafaţa solului) (tab. 6).

Tabela 6

Variația temperaturii suprafeței solului în funcție de coronament și litieră, într-o pădure de pin

Locul unde s-a măsurat temperatura	Temperatura maximă medie zilnică, în °C		
	Sol cu litieră		Diferențele de temperatură pe sol, cu și fără literă
	îndepărtată	păstrată	
Poiană însorită	41,7	28,3	13,4
Sub masiv	23,9	18,3	5,6
Diferența în minus între locul însorit și cel umbrit	17,8	10,0	23,4

Solul din pădure îngheață pe o grosime mai mică decît în cîmpul liber. Litiera împiedică înghețul solului. Adîncimea de îngheț a solului, în masivele păduroase, depinde, în mare măsură, de caracterul pădurii, de vîrsta ei, de desimea arborilor etc.

Pentru cunoașterea regimului temperaturii în sol se fac determinări speciale, pentru fiecare cultură în parte, în diverse perioade de vegetație. Regimul termic al solului este de o deosebită importanță în agricultură.

3. Regimul temperaturii solului în adîncime

Căldura acumulată de suprafața solului se va propaga în straturile mai profunde ale solului. Mecanismul propagării căldurii în sol este deosebit de complicat, el formînd obiectul analizelor speciale de fizică a solului.

Căldura primită la suprafața solului, se transmite la adîncime, de la strat la strat. Pe măsura creșterii adîncimii, amplitudinea oscilațiilor temperaturii se micșorează treptat, pentru a deveni nulă la o anumită adîncime în sol (tab. 7). Adîncimea la care se anulează această amplitudine depinde de nebulozitate, de umezeală și de anotimp.

În ceea ce privește producerea valorilor extreme în straturile adînci ale solului, există un decalaj între momentul producerii acestora la suprafața solului și în adîncime. Pentru un sol omogen, acest decalaj este de ordinul a 2—3 h.

În decurs de un an, amplitudinea temperaturii solului scade, de asemenea, cu adîncimea acestuia. În regiunile cu un climat continental, variațiile anuale ale temperaturii solului cu adîncimea sînt mai bine marcate decît în zonele cu climat oceanic.

Stratul din sol la care temperatura nu mai suferă nici o modificare, poartă denumirea de *strat cu temperatură constantă*. În cazul oscilațiilor diurne ale temperaturii solului, acestea devin imperceptibile la adîncimi cuprinse între 40 și 100 cm. Acest lucru s-a constatat prin măsurători directe. În cazul variațiilor anuale ale temperaturii

Tabela 7

Variația diurnă a temperaturii solului cu adîncimea, la București

Adîncimea, în cm	Iarna (febr.)				Vara (iulie)			
	ora				ora			
	01	07	13	19	01	07	13	19
0	—4,7	—5,0	—5,0	—1,0	16,2	25,4	55,0	28,0
5	—1,4	—2,6	—1,3	—1,0	23,4	21,4	32,4	29,4
10	—0,6	—1,6	—1,0	—0,6	24,0	21,0	31,3	29,4
15	—0,4	—0,4	—0,8	—0,6	24,2	23,0	26,6	28,8
20	—0,2	—2,0	—0,4	—0,4	24,5	22,7	26,3	28,1
30	+1,6	+1,6	+1,6	+1,6	24,8	24,6	24,1	24,7
60	3,7	3,7	3,7	3,7	22,9	23,0	23,1	23,1
90	—	—	—	—	21,6	21,6	21,6	21,6

solului, s-a găsit că, la latitudinile mijlocii cu climat temperat, aceste variații se anulează la adîncimi cuprinse între 8 și 28 m.

Atenuarea oscilațiilor anuale ale temperaturii solului, la o anumită adîncime în sol depinde de natura solului și de latitudine. Din cercetările efectuate, s-a găsit că, între latitudinile de 5° sud și 11° nord, stratul cu temperatură constantă anuală se situează la o adîncime de aproximativ 1 metru. În țările tropicale, adîncimea acestui strat poate fi cuprinsă între 2 și 6 m. La latitudinile mijlocii, adîncimea acestui strat este foarte variabilă, putînd fi cuprinsă între 1 m și 30 m.

După modul în care variază temperatura solului cu adîncimea, se pot distinge două tipuri de variație, și anume :

— *tipul de insolație,* în care temperatura în sol descrește pînă la nivelul stratului cu temperatură constantă. Acest tip este caracteristic zonelor tropicale și este valabil în tot cursul anului. În alte zone ale globului, acest profil de variație a temperaturii solului cu adîncimea, se realizează numai în perioada caldă a anului și, mai ales, în zilele senine. Din cauza stratului vegetal și a regimului de precipitații de la latitudinile mijlocii, profilul acesta de variație a temperaturii poate fi estompat ;

— *tipul de radiație* este caracteristic anotimpului rece al anului și se caracterizează printr-o creștere a temperaturii solului cu adîncimea. Acest profil de variație este caracteristic regiunilor polare. La latitudinile mijlocii el este caracteristic numai în anotimpul rece.

Măsurătorile de temperatură a solului, la adîncimi care sînt mai profunde decît adîncimea nivelului cu temperatură anuală constantă, au reliefat faptul că temperatura crește cu adîncimea. S-a găsit că, în medie, la fiecare 33 m, temperatura solului crește cu 1°C. Această grosime de sol în care temperatura crește cu 1°C, poartă numele de *treaptă geotermică.*

Verificarea cunoştinţelor

1. Definiţi proprietăţile termice ale solului.
2. Comparaţi valorile temperaturii solului, la suprafaţă şi la diverse adîncimi, folosind măsurătorile unei staţii meteorologice, cu datele temperaturii aerului din mai multe zile consecutive. Justificaţi deosebirile care apar.
3. Întocmiţi un grafic comparativ, folosind valorile orare ale temperaturii aerului şi cele ale solului, pentru un interval de 24 h. Stabiliţi, eventual, reguli.
4. Utilizînd valorile temperaturilor solului de la suprafaţă la ora 08, întocmiţi variaţia temperaturii în luna ianuarie şi luna iulie, apoi în aprilie-mai şi septembrie-octombrie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 7

VAPORII DE APĂ ÎN ATMOSFERĂ

Prezenţa vaporilor de apă în atmosfera Pămîntului, se datoreşte interacţiunii permanente şi îndelungate dintre aerul atmosferic şi suprafaţa terestră.

Regimul umezelii aerului se defineşte şi este reglementat prin două categorii de procese: evaporarea apei de pe suprafaţa oceanului şi a uscatului, proces care asigură afluxul permanent al vaporilor de apă către atmosferă; căderea precipitaţiilor prin intermediul căreia apa se reîntoarcere la suprafaţa terestră.

Pe suprafaţa Pămîntului (fără a lua în considerare apele subterane) masa totală de apă este egală cu $1{,}3 \cdot 10^{18}$ t. Această imensă cantitate de apă este conţinută în proporţie de 99,7% în oceanul mondial, gheţurile polare reprezintă 0,27%, iar apele interioare ale continentelor (mări, lacuri, fluvii) reprezintă doar 0,03%.

Cantitatea de apă, aflată în atmosferă, reprezintă aproximativ $1{,}3 \cdot 10^{13}$ t adică 0,001% din oceanul planetar. Cea mai mare parte a apei prezentă în atmosferă este sub formă de vapori de apă — 95%, apoi sub formă de particule lichide şi solide, ce constituie norii — 5%.

Cea mai mare parte a vaporilor de apă, mai mult de 90%, se găseşte în straturile inferioare ale atmosferei, pînă la înălţimi de 8—10 km, reprezentînd 0,3—0,4% din masa totală a aerului atmosferic.

Cantitatea totală de apă, ce provine din atmosferă sub formă de precipitaţii într-un an, pentru întregul glob este de $5 \cdot 10^{14}$ t ceea ce înseamnă de 40 ori mai mult decît conţinutul total de apă din atmosferă. Acest lucru demonstrează în mod convingător cît de intens este schimbul de umezeală între suprafaţa terestră şi atmosferă.

1. Transformările de fază ale apei

Apa este singurul corp care, în atmosferă, poate fi întîlnit sub formă de trei stări de agregare: solidă (gheaţa), lichidă (picături de apă) şi gazoasă (vaporii de apă).

În condiţiile în care cel puţin două sau toate trei fazele coexistă într-un volum de aer atmosferic, ca urmare a schimbului molecular,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

se produce permanent trecerea apei dintr-o fază în alta. În cazul în care schimbul moleculelor dintre faze se echilibrează reciproc, se ajunge la un echilibru între fazele respective. Sistemul, ajuns la starea de echilibru de fază, se poate menține astfel atîta timp cît nu intervin cauze exterioare care să modifice condițiile mediului și pe cele de echilibru.

Stările de echilibru și transformările de fază ale apei, determinate de procesele de evaporare—condensare (sublimare) și de cele de topire—solidificare, depind de următorii factori principali :

— temperatura aerului și a apei ;

— tensiunea vaporilor de apă e, în anumite condiții de temperatură, măsurată deasupra apei sau deasupra gheții (punct de rouă) ;

— tensiunea maximă a vaporilor de apă *E*.

Deoarece tensiunea maximă a vaporilor corespunde stării de echilibru între vaporii de apă și suprafața evaporantă a apei sau a gheții, ea se mai numește *tensiune de echilibru* sau *tensiune de saturație* a vaporilor de apă. Ea se notează cu E_a, cînd este raportată la o suprafață plană de apă distilată, și cu E_i, atunci cînd este evaluată în raport cu o suprafață de gheață.

Tensiunea de saturație a vaporilor de apă depinde direct de temperatură, crescînd odată cu creșterea temperaturii și micșorîndu-se cînd temperatura scade. Pentru aceeași valoare a temperaturii, ea este mai mică deasupra gheții decît deasupra unei suprafețe plane de apă (tab. 8).

Tabela 8

Variația tensiunii vaporilor de apă în funcție de temperatură

t°C	0	—5	—10	—20
E_a(mmHg)	4,58	3,17	2,46	0,96
E_i(mmHg)	4,58	3,03	1,97	0,79

Dependența tensiunii vaporilor de apă de temperatură are consecințe importante în procesele de condensare a vaporilor de apă atît în apropierea solului cît și în atmosfera liberă. De asemenea, cunoașterea tensiunilor de saturație deasupra apei sau a gheții, este de o deosebită importanță în explicarea creșterii dimensiunilor picăturilor de apă sau cristalelor de gheață ce formează norii și, prin aceasta, în explicarea mecanismului formării precipitațiilor.

Dependența fazelor apei de temperatura și de tensiunea vaporilor de apă, poate fi reprezentată grafic pe o diagramă în care pe axa orizontală se înscriu temperaturile aerului *t*, iar pe axa verticală tensiunile vaporilor de apă e la un moment dat (fig. 23).

Din această diagramă se poate observa că cele trei faze distincte ale apei (gheața, apa lichidă și vaporii de apă) coexistă, adică sînt în echilibru, numai pentru o anumită valoare a temperaturii și tensiunii vaporilor de apă. Acest punct, notat cu 0, poartă numele de *punct triplu*, corespunzîndu-i o temperatură $t = 0{,}0076°C$ și o tensiune a vaporilor de apă $e = 6{,}1$ mb $= 4{,}58$ mmHg.

În punctul triplu converg curbele care delimitează cele trei faze ale apei, caracteristice proceselor: evaporare (curba de evaporare), sublimare (curba de sublimare) și topire (curba de topire a gheții). Curba de evaporare *(OA)* corespunde tensiunii de saturație E_a a vaporilor de apă deasupra apei pure, lichide și mărginită cu o suprafață plană aflată la temperaturi pozitive. Ea definește starea de echilibru dintre apa lichidă și vaporii de apă. În fiecare punct pe această curbă, starea de echilibru este valabilă numai pentru o anumită valoare a tensiunii vaporilor de apă e, avînd valoarea maximă E_a corespunzătoare unei anumite temperaturi.

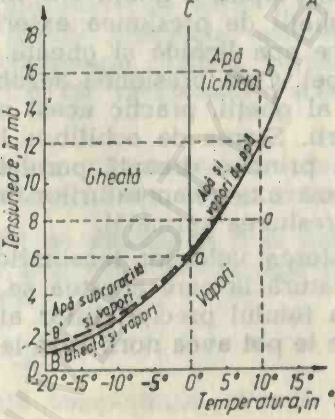


Fig. 23. Transformările de fază ale apei.

Dacă se consideră pe grafic, trei puncte *a*, *b* și *c*, care au aceeași temperatură de 10°C dar au o tensiune a vaporilor de apă diferită (8; 16; 12 mb), se disting următoarele situații:

— în punctul *a*, situat dedesubtul curbei de evaporare, tensiunea vaporilor e este mai mică decît cea necesară saturației, la temperatura *t*, adică $e<E$. În acest caz, tensiunea de saturație la temperatura apei lichide, fiind mai ridicată decît tensiunea vaporilor din mediul înconjurător, apa se evaporă, chiar dacă valorile *t* și e rămîn constante. În aceste condiții procesul de evaporare continuă pînă ce toată apa se transformă în vapori de apă;

— în punctul *b*, situat deasupra curbei de evaporare, tensiunea vaporilor e fiind mai mare decît cea necesară saturației, adică $e>E$, apare un surplus de vapori de apă care începe să se condenseze, furnizînd apariția fazei lichide a apei. Condensarea odată începută, determină scăderea tensiunii e a vaporilor de apă, ajungîndu-se la un moment dat la egalizarea celor două tensiuni $(e=E)$. În acest moment, condensarea încetează. Se realizează, astfel, starea de echilibru între cele două faze ale apei, deasupra curbei de evaporare găsindu-se întotdeauna apa lichidă, iar dedesubtul ei, numai vapori de apă.

Curba de sublimare *OB* corespunde tensiunii de saturație a vaporilor de apă deasupra gheței E_g. Ea ilustrează starea de echilibru între gheață și vaporii de apă situați deasupra acesteia. Deasupra acestei curbe, în general va persista faza solidă a apei, iar dedesubtul ei, vaporii de apă.

Există unele cazuri în care, deasupra curbei de sublimare, faza lichidă a apei se mai păstrează. Aceasta se datorește faptului că apa poate să rămînă în stare lichidă la temperaturi situate sub punctul de îngheț (0°C). În acest caz apa se găsește în stare de suprarăcire, faza respectivă denumindu-se fază de apă suprarăcită.

Pe grafic, această fază este reprezentată prin curba punctată OB', denumită curba de suprarăcire. Ea reprezintă curba de saturație a vaporilor de apă deasupra apei suprarăcite. Deasupra curbei OB' există numai faza solidă a apei (gheață), iar în regiunea situată dedesubtul ei și curba OB, faza de vapori de apă.

Curba de topire a gheții OC ilustrează dependența temperaturii de topire a gheții de presiunea exterioară. Ea ilustrează starea de echilibru dintre apa lichidă și gheață, deci separă faza solidă de cea lichidă a apei. Cum presiunea aerului influențează foarte puțin punctul de topire al gheții, practic acest punct depinde numai de variația temperaturii. Starea de echilibru între apa lichidă și gheață este reprezentată printr-o dreaptă paralelă cu axa presiunilor, dreaptă care intersectează axa temperaturilor în punctul 0°C (punctul de topire a gheții la presiunea normală).

Cunoașterea valorilor tensiunilor vaporilor de apă și a condițiilor de temperatură la care acestea se produc, permit explicarea mecanismului și a felului precipitațiilor atmosferice, precum și a dimensiunilor pe care le pot avea norii care le determină.

2. Parametrii care definesc umezeala aerului

Umezeala aerului se caracterizează prin diferiți parametri, care se explică în continuare.

a. **Tensiunea elastică sau presiunea parțială a vaporilor de apă** e (tensiunea actuală) reprezintă presiunea exercitată pe unitatea de suprafață de către vaporii de apă ce intră în amestec cu aerul uscat în aerul umed. Ca și presiunea atmosferei, această mărime se exprimă în milimetri coloană de mercur (mmHg) sau în milibari (mb). În anumite condiții de temperatură, tensiunea actuală e poate avea valori maxime, denumite tensiuni de saturație, notate cu E. Pentru $e<E$ mediul se consideră nesaturat în vapori de apă, deci evaporarea continuă în timp ce pentru $e=E$ mediul este saturat în vapori de apă. În condiții speciale, $e>E$, situație în care mediul este suprasaturat în vapori de apă.

Tensiunea de saturație a vaporilor de apă depinde de temperatură, de forma suprafeței evaporante, de puritatea lichidului ce se evaporă și de alți factori.

Deasupra gheții, această mărime este ceva mai mică decît deasupra unei alte suprafețe evaporante, în condițiile aceleiași temperaturi.

Această particularitate are o foarte mare importanță în procesul de formare al precipitațiilor.

b. **Umezela absolută** a se definește prin cantitatea vaporilor de apă, exprimată în grame, conținută într-un metru cub de aer umed.

c. **Umezeala relativă** R se definește prin raportul procentual dintre tensiunea actuală a vaporilor de apă e și tensiunea maximă E, în aceleași condiții de temperatură:

$$R = \frac{e}{E} \cdot 100.$$

Umezeala relativă arată cît de apropiat este aerul umed de starea de saturație; în caz de saturație ($e = E$), umezeala relativă este de 100%. Dacă e rămîne neschimbat, umezeala relativă variază în funcție de variațiile de temperatură. Cu cît temperatura scade, cu atît umezeala relativă crește.

d. **Umezeala specifică** q se definește prin cantitatea de vapori de apă, exprimată în grame și conținută în 1 kg de aer umed.

e. **Deficitul de saturație (deficitul de umezeală)** d se definește prin diferența dintre tensiunea maximă E a vaporilor de apă și tensiunea actuală e, pentru aceeași temperatură:

$$d = E - e.$$

f. **Punctul de rouă** T_d reprezintă temperatura la care vaporii de apă aflați în atmosferă devin saturanți:

$$e(T) = E(T_d).$$

g. **Raportul de amestec** r reprezintă raportul dintre masa vaporilor de apă conținuți într-un volum de aer umed și masa aerului uscat, conținut în același volum de aer. Raportul de amestec se exprimă prin relația:

$$r = 0{,}622 \frac{e}{p - e},$$

valabilă pentru aerul umed, nesaturat. Pentru aerul saturat în vapori de apă, tensiunea actuală e se înlocuiește cu tensiunea maximă E.

3. Proveniența vaporilor de apă în atmosferă. Evaporarea

Principala sursă a vaporilor de apă din atmosferă o constituie mările și oceanele care, prin evaporare, furnizează atmosferei vapori de apă. Și suprafața terestră, tot prin procesul de evaporare a apei din lacuri, rîuri sau soluri, furnizează o anumită cantitate de vapori de apă. În procesul de evaporare se cheltuiește o foarte mare cantitate de căldură care, calculată pentru întregul glob terestru, este egală cu $3 \cdot 10^{23}$ cal/an, ceea ce reprezintă aproape 25% din întreaga energie ce participă la producerea proceselor atmosferice.

Studiul evaporării marilor suprafețe de apă constituie principala preocupare a hidrologiei și oceanografiei. Calculul vitezei de evaporare are o importanță deosebită în soluționarea unor probleme practice cum sînt: hidroamelioraţiile, irigaţiile sau acumulările de apă etc. În cele ce urmează, se analizează unele probleme fizice și meteorologice legate de evaporare.

Din punct de vedere cinetico-molecular, evaporarea poate fi explicată prin aceea că, de pe suprafaţa unui corp lichid, se desprinde întotdeauna un număr de molecule, de o anumită energie, mai mare decît energia lor cinetică medie la temperatura dată, dar suficientă pentru a învinge forţele tensiunii moleculare exercitate de alte molecule ale fluidului ce se împotrivesc ruperii acestora de masa lichidului ce se evaporă. Se efectuează astfel un lucru mecanic, cu consum de energie care, numeric, este egală cu căldura latentă de evaporare.

Ca rezultat al ruperii moleculelor din masa fluidului, spaţiul situat deasupra suprafeţei evaporante se îmbogăţeşte în vapori de apă. Moleculele de vapori de apă ce se găsesc în aerul situat în imediata apropiere a suprafeţei ce se evaporă, datorită difuziei, se răspîndesc în parte în spaţiul înconjurător, iar altă parte se întorc în lichidul din care au provenit, reflectîndu-se în parte sau înglobîndu-se în însăşi masa lichidului.

Evaporarea este deseori definită prin viteza de evaporare W, care reprezintă masa de lichid evaporată de pe unitatea de suprafaţă, în unitatea de timp. Ea se exprimă în grame apă/cm^2.s.

Dependenţa cea mai semnificativă a vitezei de evaporare este legată de deficitul de saturaţie. Pentru o umezeală relativă $R < 100\%$ evaporarea continuă. Într-o serie de cazuri, temperatura suprafeţei evaporante poate fi mai mică decît cea a mediului înconjurător. În aceste condiţii, tensiunea de saturaţie E deasupra lichidului va fi mai mică decît e, fapt ce conduce la condensarea vaporilor de apă.

Determinarea valorilor evaporaţiei reale, în condiţii naturale, atît de pe suprafaţa apelor cît şi de pe suprafaţa uscatului, are o importanţă practică într-o serie de probleme, cum sînt: secetele, irigaţiile, alimentările cu apă şi altele. Din această cauză, a apărut necesitatea elaborării unor formule de calcul empirice, care să exprime dependenţa vitezei de evaporare de cei mai caracteristici parametri meteorologici care o condiţionează.

Cea mai mare răspîndire o au formulele în care se exprimă dependenţa vitezei de evaporare W de deficitul de saturaţie $(E - e)$ şi de viteza vîntului. Toate aceste formule sînt de forma

$$W = [E - e] \cdot f(u)$$

unde $f(u)$ este o funcţie empirică oarecare ce defineşte dependenţa evaporării de viteza vîntului u, funcţie care, în general, poartă şi numele de „factor de vînt".

Pentru funcția $f(u)$ s-a propus un foarte mare număr de variante, mai mult sau mai puțin complicate. În majoritatea cazurilor, ea se exprimă sub forma

$$f(u) = A + B \cdot u$$

unde A și B reprezintă niște coeficienți.

Uneori, această funcție se mai exprimă sub forma

$$f(u) = u^n,$$

unde exponentul n, după mai mulți autori variază între 0,5 și 1.

Datorită faptului că, în multe cazuri, nu se dispune de valorile temperaturii la suprafața lichidului ce se evaporă, temperatura necesară determinării tensiunii de saturație E pe suprafața evaporantă, s-au propus formule de calcul al deficitului de saturație în funcție de temperatura aerului. Aceste formule sînt deosebit de complicate pentru calculul evaporației de pe suprafața solului.

4. Evaporarea în condiții naturale. Capacitatea de evaporare

Principalii factori care condiționează evaporarea, în condiții naturale, sînt:

— resursele de apă, adică existența suprafețelor evaporante;

— afluxul de căldură cheltuit în procesul evaporării, adică resursele energetice;

— amestecul turbulent ce mijlocește răspîndirea vaporilor de apă în atmosferă.

În condițiile existenței resurselor de apă, evaporarea depinde de caracterul și de starea suprafeței evaporante. De exemplu, evaporarea de pe suprafața oceanelor și a mărilor depinde de salinitatea acestora. În condițiile unei umezeli relative mici, acest lucru nu este esențial, dar la o umezeală relativă de 90%, evaporarea apei marine este de 0,8 în timp ce pentru o umezeală relativă de 95% aceasta este de numai 0,6.

Scăderea valorilor tensiunii de saturație contează, de asemenea, și în cazul evaporării suprafețelor de zăpadă sau de gheață. În condiții de temperatură scăzută, tensiunea de saturație E este mult mai mică deasupra gheții decît deasupra apei suprarăcite, care se evaporă mult mai repede decît gheața.

Deosebit de complexe sînt procesele de evaporare pe suprafața uscatului. Suprafața uscatului poate fi acoperită cu strat vegetal, deosebit de diversificat sau poate să fie fără vegetație, după cum pot exista situații cu sol foarte umed sau soluri complet uscate.

Pe suprafața solului se întîlnesc procesele de evaporare ale stratului vegetal — evapotranspirația —, care constituie un proces fiziologic extrem de complex prin care umezeala acumulată în sol este adusă prin rădăcini la nivelul frunzelor, ramurilor, florilor, de unde se evaporă în aerul înconjurător. Procesele de evaporare ale solului depind de umezeala acestuia, de structura lui, de nivelul pînzei freatice de apă, de natura și prezența stratului vegetal etc.

Al doilea factor de care depinde evaporarea este afluxul de căldură. Procesele de evaporare se realizează prin consum de energie calorică, suprafețele evaporante răcindu-se în procesul evaporării. Rezultă de aici că viteza de evaporare depinde nemijlocit de resursele energetice și deseori se definește prin cantitatea de căldură ce este utilizată în procesele de evaporare. Evaporarea este consistentă acolo unde este multă căldură și umezeală.

Cel de-al treilea factor reprezintă condițiile care facilitează răspîndirea vaporilor de apă în atmosferă. În condiții naturale, evaporarea se produce într-o atmosferă agitată, în continuă mișcare, cu caracter turbulent. Din această cauză, răspîndirea vaporilor de apă proveniți de la o suprafață evaporantă în atmosferă, este întotdeauna legată de amestecul turbulent. Intensitatea schimbului turbulent se modifică considerabil în funcție de intensitatea vîntului, crescînd odată cu creșterea vitezei vîntului. De aici rezultă dependența vitezei de evaporare de viteza vîntului. Această dependență explică transportul pe orizontală (advecția) a vaporilor de apă, element deosebit de important în mecanismul circuitului apei în natură.

În meteorologie se obișnuiește să se determine viteza medie de evaporare raportată la o perioadă oarecare de timp: zi, decadă, lună, anotimp sau an. Valorile evaporației nu se exprimă în grame apă evaporată de pe 1 cm^2, ci prin coloană de apă evaporată, exprimată în mm sau cm. Este ușor de calculat că 1 kg de apă, distribuit pe o suprafață de 1 m^2, formează un strat gros de 1 mm, cantitatea de 1 g/cm^2 corespunzînd unui strat gros de 10 mm.

Măsurarea evaporării se face cu diverse tipuri de evaporimetre. Oricît ar fi de perfecționate evaporimetrele, pentru suprafețele de apă sau pentru suprafața solului, evaporarea reală nu poate fi determinată cu suficientă precizie deoarece nu pot fi luați în seamă toți factorii care condiționează și influențează procesele de evaporare.

În ultima perioadă se folosesc metode indirecte, prin care evaporarea nu se măsoară, ci se calculează din măsurătorile făcute asupra altor parametri și apoi prin utilizarea ecuațiilor bilanțului caloric sau a bilanțului apei.

Deoarece în condițiile naturale evaporarea se produce de pe suprafețe extrem de diferite (apă, sol, strat vegetal etc.), atunci în aceleași condiții meteorologice, viteza de evaporare va fi diferită. În legătură cu aceasta, în hidrologie, meteorologie și climatologie, s-a introdus un termen special — *capacitatea de evaporare*. Acest termen a fost inițial valabil numai pentru evaporarea solului. La ora actuală el are un sens și o întrebuințare mai largă.

Prin capacitate de evaporare se înțelege viteza de evaporare care este posibilă, în anumite condiții date, în condiția existenței unui surplus de umezeală. Spus altfel, capacitatea de evaporare caracterizează evaporarea maximă posibilă, definită prin resursele de apă și energetice ale locului considerat. De aici rezultă că evaporarea reală poate fi mai mică sau cel mult egală cu capacitatea de evaporare. De exemplu, în pustiuri capacitatea de evaporare este mare, chiar dacă evaporarea în sine este apropiată de zero.

Cele mai certe valori privind evaporarea se pot obține de pe suprafața oceanului. Se poate considera că, de pe suprafața oceanelor, se evaporă zilnic 3—4 mm în zona ecuatorială, 1—2 mm la latitudinile mijlocii și mai puțin în regiunea polilor. Evaporarea de pe suprafețele de apă interioare (mări, lacuri) poate fi extrem de variabilă, în funcție de anotimp și de particularitățile fizico-geografice. Astfel, în Marea Aral, cantitatea medie zilnică evaporată este de 3 mm, ajunge la 10 mm vara și scade la 0,1 mm în anotimpul de iarnă.

Evaporarea de pe sol depinde în foarte mare măsură de gradul de umezire a solului, de prezența stratului vegetal și de o mulțime de alți factori.

De exemplu, în Sahara dintr-un vas plin cu apă, ar putea să se evapore într-un an circa 4 000 mm, în timp ce evaporarea reală este aproape nulă. Prezența stratului vegetal influențează puternic evaporarea. Astfel, într-o zonă forestieră, evaporarea într-un an poate să atingă 150 mm. La o latitudine mai joasă, dar pe un sol liber, evaporarea poate să atingă, într-un an, 300—400 mm. Mai spre sud, evaporarea se micșorează, atingînd 200 mm/an. Valoarea mică a evaporării în zona forestieră de la latitudini mai mari (tundră) se explică prin afluxul caloric redus, în timp ce la latitudinile sudice se explică prin umezeala scăzută.

Calculele făcute asupra evaporării pe suprafața globului, arată că evaporarea se micșorează de la ecuator spre poli.

În emisfera nordică, evaporarea cea mai intensă într-un an, se realizează la tropice și nu la ecuator. Se poate face o diferențiere și între intensitatea evaporării deasupra mărilor și deasupra uscatului. Dacă în zona ecuatorială evaporarea de pe sol este cam aceeași cu cea de pe suprafața oceanului, la tropice și latitudinile mijlocii evaporarea de pe suprafața mării este mai mare decît cea de deasupra uscatului (tab. 9).

Tabela 9

Distribuția zonală a evaporării, în cm/an

Zona	Latitudinea, în grade							
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—90	0—90
Uscat	112	57	37	41	37	23	10	41
Ocean	110	135	130	115	70	60	15	101
Europa nordică	110	114	95	83	53	39	12	77

Aceeași distribuție se realizează și în emisfera sudică, cu deosebirea că suprafața ocupată de oceane este mai mare decît în emisfera nordică. Rezultă o cantitate medie anuală evaporată de 125 cm. În medie, pentru întreg globul terestru, evaporarea este egală cu circa 100 cm/an.

Variația diurnă a evaporării este analoagă cu mersul diurn al temperaturii aerului.

În cursul zilei, pe măsura creşterii temperaturii şi deci a schimbului turbulent, creşte şi viteza de evaporare. În cursul nopţii, pe măsura creşterii umezelii relative şi a diminuării schimbului turbulent, viteza de evaporare se micşorează, tinzînd spre zero.

Mersul diurn al evaporării este mult mai pronunţat în anotimpul călduros. În decurs de un an, cele mai mari valori ale evaporării se obţin pe uscat, în perioada caldă a anului (iunie-iulie) iar cele mai mici valori iarna (decembrie-ianuarie).

5. Distribuţia vaporilor de apă în atmosferă. Variaţia diurnă şi anuală a umezelii aerului

Evaporarea apei de pe suprafaţa terestră constituie practic singurul proces care asigură îmbogăţirea aerului atmosferic cu vapori de apă.

a. Repartiţia vaporilor de apă în atmosferă. Unul din parametrii ce definesc umezeala aerului — tensiunea vaporilor de apă — are o repartiţie pe glob asemănătoare cu temperatura aerului. Cele mai mari valori ale lui e se înregistrează în regiunea ecuatorială, scăzînd treptat pe măsura apropierii de regiunile polare (tab. 10).

Tabela 10

Tensiunea vaporilor şi umezeala relativă în funcţie de latitudine

Parametrul	φ° lat. nordică						
	5	15	25	35	45	55	65
t, în °C	25,5	25,4	21,9	15,3	8,7	1,2	—7,0
e, în mb	25,3	22,9	18,4	12,9	9,3	6,5	4,1
R, în %	79	75	71	70	74	78	82

După cum se vede din tabela 10, care cuprinde date medii anuale ale parametrilor menţionaţi, în zona ecuatorială tensiunea vaporilor de apă e atinge valoarea de 25 mb pentru a scădea, către latitudinile de 60—70° la valori de 4 mb. Scăderea tensiunii vaporilor de apă cu latitudinea este mai mică vara decît iarna. În anotimpul de iarnă, la latitudinile de 65—70°, în condiţiile unor temperaturi coborîte (sub —20°C) tensiunea vaporilor de apă nu depăşeşte 1 mb.

Variaţia latitudinală a umezelii relative *R* este mult mai complexă. Pentru latitudinile mijlocii, se poate remarca o creştere a valorilor umezelii relative spre nord, fapt destul de evident în anotimpul de iarnă (fig. 24).

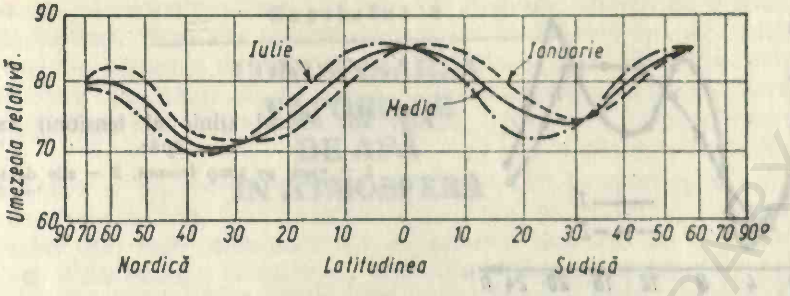


Fig. 24. Variaţia zonală a umezelii relative.

Cele mai ridicate valori ale umezelii relative şi ale umezelii absolute se înregistrează deasupra oceanelor. Pe măsura pătrunderii pe continente, umezeala aerului scade.

Şi pe continente se produc mari variaţii şi distribuţii inegale ale umezelii aerului, condiţionate de particularităţile fizico-geografice locale. În general, umezeala absolută a aerului scade cu înălţimea.

Umezeala relativă scade şi ea cu înălţimea, mai mult sau mai puţin, după o anumită regulă (lege).

În straturile de aer din imediata apropiere a suprafeţei solului, tensiunea vaporilor de apă urmează variaţia temperaturii ; mersul umezelii relative este invers mersului temperaturii aerului. Asupra variaţiei periodice a umezelii relative, în acest caz, exercită o influenţă determinantă afluxul vaporilor de apă ca urmare a schimbului vertical în masa de aer atmosferic. În condiţiile unui schimb vertical slab în straturile inferioare, conţinutul vaporilor de apă în apropierea suprafeţei solului creşte, iar variaţia lui în timp este condiţionată numai de evaporaţia de pe suprafaţa terestră. Schimbul vertical intens determină micşorarea umezelii absolute şi conduce la îmbogăţirea cu vapori de apă a straturilor de aer situate mai sus. Toate cele menţionate definesc mersul zilnic al umezelii aerului.

b. **Variaţia diurnă a tensiunii vaporilor de apă.** Se disting două tipuri de variaţii : tipul simplu şi tipul complex.

Primul tip este asemănător cu mersul diurn al temperaturii aerului : valoarea maximă se produce la amiază cînd se produce şi valoarea maximă de temperatură, iar valoarea minimă, înainte de răsăritul Soarelui. Acest tip de variaţie este caracteristic condiţiilor unui schimb slab pe verticală şi pentru o evaporaţie intensă. El se înregistrează, de obicei, deasupra întinderilor mari de apă şi deasupra continentelor, în anotimpul de iarnă (fig. 25).

Cel de-al doilea tip, valabil şi pentru umezeala specifică *q*, prezintă cîte două valori extreme : valorile maxime se înregistrează la orele 9—10 şi respectiv 20—21, iar valorile minime care se produc dimineaţa de vreme şi respectiv în perioada celui mai intens schimb turbulent, în primele ore după prînz. Un astfel de tip se observă, de regulă, deasupra continentelor, în perioada caldă a anului.

Umezeala relativă din straturile inferioare ale atmosferei prezintă un mers anual invers celui al temperaturii aerului. Deasupra continentelor scăderea diurnă a umezelii relative este pronunţată vara. În

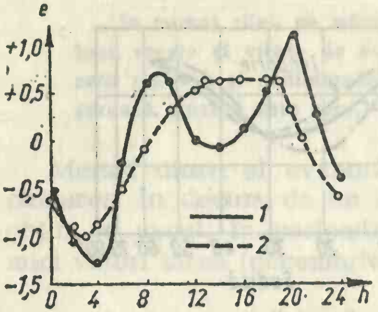


Fig. 25. Mersul zilnic al tensiunii vaporilor de apă:
1 — vara, pe timp frumos, 2 — zile de toamnă.

acest caz atît scăderea valorii e datorită schimbului turbulent, cît și scăderea tensiunii maxime *E* ca urmare a creșterii temperaturii, concură la scăderea valorilor umezelii relative. Pentru acest motiv, amplitudinea variațiilor diurne ale umezelii relative *R* este mare deasupra continentelor și mult mai mică deasupra întinderilor mari de apă.

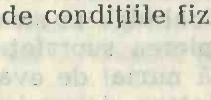
În mersul zilnic al umezelii relative, se produce o valoare maximă cu puțin înainte de răsăritul Soarelui și o valoare minimă în jurul orei 15—16.

c. **Variația anuală a umezelii absolute și a umezelii relative** se caracterizează printr-o oscilație simplă: umezeala absolută urmează variația temperaturii aerului, iar cea a umezelii relative este inversă. Vara, umezeala absolută este mai mare, în timp ce umezeala relativă este mai mică. Iarna fenomenul este invers.

Mersul anual al umezelii aerului depinde în foarte mare măsură de condițiile fizico-geografice.

Verificarea cunoștințelor

1. Întocmiți o schemă care să reflecte sintetic prezența vaporilor de apă în atmosferă și în sistemul Pămînt-atmosferă.
2. Reprezentați grafic transformările de fază ale apei. Luați arbitrar valori pentru temperatura *t* și tensiunea vaporilor de apă e și stabiliți în ce condiții de echilibru se găsește aerul atmosferic.
3. Indicați parametrii care definesc umezeala aerului. Care dintre ei sînt folosiți la stațiile meteorologice?
4. Ce este evaporarea și care sînt factorii ce o condiționează?
5. Care este distribuția vaporilor de apă în atmosferă? Încercați să folosiți date meteorologice de la stații situate la diverse altitudini de pe teritoriul R.S.R.
6. Întocmiți grafice de variație a umezelii relative folosind datele de la o stație meteorologică din mai multe zile consecutive. Comparați aceste variații cu cele privind temperatura aerului și tensiunea vaporilor de apă.



Capitolul 8

CONDENSAREA VAPORILOR DE APĂ ÎN ATMOSFERĂ

1. Generalităţi

Alături de procesele de evaporare care au loc pe suprafeţele mari de apă sau deasupra gheţii, în natură au loc şi procese inverse, adică trecerea vaporilor de apă în stare lichidă — condensarea sau trecerea lor direct în stare solidă — sublimarea.

Condensarea şi sublimarea vaporilor de apă se produce atît pe suprafaţa solului şi obiectele aflate pe aceasta (roua, bruma), în straturile de aer din imediata apropiere a suprafeţei terestre (ceaţa), precum şi în atmosfera liberă (norii). Începerea proceselor de condensare sau sublimare a vaporilor de apă este condiţionată de existenţa, în aerul atmosferic, a fazei lichide sau solide a apei, respectiv a unor particule fine de apă sau cristale mici de gheaţă, pe care condensarea sau sublimarea vaporilor de apă se amplifică, în condiţiile în care tensiunea vaporilor de apă creşte.

Problema devine mai complicată atunci cînd în aerul umed nu există aceste particule inţiale care să faciliteze accelerarea proceselor de condensare sau sublimare. În aceste condiţii, se pune problema apariţiei şi dezvoltării unor astfel de particule, denumite *particule germen*, în jurul cărora urmează să se amplifice condensarea sau sublimarea vaporilor de apă.

În atmosferă, condensarea vaporilor de apă conţinuţi într-un volum (masă) de aer umed începe atunci cînd sînt întrunite simultan două condiţii :

— tensiunea vaporilor de apă atinge valoarea maximă, corespunzătoare unei temperaturi ;

— în interiorul volumului (masei) de aer există anumite particule microscopice, pe care se condensează vaporii de apă, formînd picăturile lichide.

Starea de saturaţie într-un volum de aer situat deasupra unei suprafeţe plane de apă ce se evaporă este definită prin deficitul de saturaţie *(E—e)* şi se realizează atunci cînd $E=e$. În momentul atingerii stării de saturaţie, procesul de evaporare practic încetează. De asemenea, starea de saturaţie este atinsă atunci cînd umezeala relativă $R=100\%$.

În atmosferă, procesele de condensare sînt mult mai complicate deoarece nu există suprafeţe plane de apă care prin evaporare să asigure şi să întreţină o stare de saturaţie sau chiar o uşoară suprasaturație în vapori de apă. Pe de altă parte, procesele de evaporare-condensare se petrec pe suprafețe curbe de apă, adică pe picături foarte mici de apă. Datorită ultimei cauze, tensiunea de saturație deasupra unei suprafețe curbe depinde de raza de curbură și este mai mare decît în cazul unei suprafețe plane de apă, în condițiile aceleiași temperaturi.

În aerul saturat cu vapori de apă în raport cu o suprafață plană, picăturile formate, avînd forme sferice, tind să se evapore; evaporarea este cu atît mai intensă cu cît picăturile sînt mai mici deoarece starea de suprasaturație necesară producerii condensării pe o suprafață sferică, este invers proporțională cu raza acesteia. Așa se explică faptul de ce, în atmosferă, ar fi necesare suprasaturații foarte mari. Experimental s-a artătat că, în aerul lipsit complet de impurități, condensarea vaporilor de apă s-a produs la o suprasaturație de aproximativ 400%. Aceasta înseamnă că, pentru începerea condensării este necesară o suprasaturație de 3—4 ori mai mare decît în cazul suprafețelor plane. Acest lucru însă în atmosfera reală nu se întîmplă niciodată.

Condensarea vaporilor de apă în atmosfera reală este posibilă la suprasaturății ce depășesc cu puțin 100%, datorită prezenței întotdeauna în aerul atmosferic a unor particule extrem de mici, cu proprietăți higroscopice, solubile în apă, care ușurează formarea și creșterea picăturilor de apă. Aceasta este posibil datorită faptului că tensiunea de saturație deasupra unei soluții formată din apă și substanțe higroscopice este mai mică decît deasupra apei pure lichide, în aceleași condiții de temperatură. De exemplu, pentru o soluție de clorură de sodiu tensiunea *E* este 82% din tensiunea de saturație deasupra apei pure.

Aceste particule minuscule de substanțe higroscopice, poartă numele de nuclee de condensare.

De obicei, nucleele de condensare sînt formate din cristale fine de sare marină, pulberi de origine minerală, industrială sau vulcanică, picături acide etc.

Cristalele fine de sare provin din evaporarea apei pulverizate de pe valurile mărilor și oceanelor sub acțiunea vîntului.

Oceanul mondial constituie deci principala sursă de nuclee de condensare.

De exemplu, numai din cauza vîntului ce depășește 10 m/s, de pe suprafața oceanelor ajung în atmosferă aproximativ 270 miliarde t de sare marină.

În categoria nucleelor de condensare se pot include și ionii încărcați cu sarcini electrice pozitive sau negative.

Numărul nucleelor de condensare, într-un centimetru cub de aer, variază în funcție de condițiile locale. De asemenea, numărul lor scade cu înălțimea astfel că, la o urcare cu 2 km în troposferă, numărul nucleelor de condensare se micșorează de 10 ori (tab. 11).

Tabela 11

Variaţia numărului de nuclee de condensare în funcţie de înălţime

Înălţimea, în m	0–500	500–1000	1000–2000	2000–3000	3000–4000	4000–5000	peste 5 000
Concentraţia, în nr/cm³	22 800	11 000	2 500	780	340	170	80

Datorită dimensiunilor lor foarte mici, ele neputînd fi observate nici cu ajutorul microscopului obişnuit, nucleele de condensare formează aerosolul atmosferic. În funcţie de dimensiunile lor, nucleele de condensare pot fi împărţite în trei grupe :

— nuclee foarte mici (Aitken), cu raza de $5\cdot10^{-7}$—$2\cdot10^{-5}$ cm, care sînt cei mai numeroşi în aerosolul atmosferic ;

— nuclee mari, cu raza de $2\cdot10^{-5}$—10^{-4} cm, concentraţia lor fiind de 2—2,5 ori mai mică decît a nucleelor foarte mici ;

— particule a căror rază este mai mare ca 10^{-4} cm, denumite nuclee gigant, numărul lor fiind de cîteva la un litru de aer.

Analiza chimică a precipitaţiilor arată că, în medie, într-un litru de ploaie, se pot găsi 1 mg ioni de clor, 5—10 mg de sulfat (SO_4), 5—15 mg de hidrocarbonat (HCO_3), 2 mg de sodiu, 3—5 mg de calciu şi alte substanţe. Cantităţile maxime posibile pot fi de 10—15 ori mai mari decît cele arătate mai sus, iar cele minime, de 10—20 ori mai mici.

2. Condiţiile de condensare din atmosferă

Condensarea vaporilor de apă din atmosferă depinde de mai mulţi factori, care asigură condiţiile fizice şi termodinamice de transformare a fazelor apei.

Aceşti factori sînt :

— asigurarea stării de saturaţie cu vapori de apă a aerului atmosferic ;

— răcirea aerului pînă la temperaturi care condiţionează condensarea ;

— mişcările ascendente ale aerului ;

— existenţa cristalelor de gheaţă.

a. **Condiţiile atmosferice în care se realizează saturaţia cu vapori de apă.** De obicei, saturaţia cu vapori de apă a aerului atmosferic, se realizează pe două căi : creşterea conţinutului în umezeală a aerului ; răcirea aerului pînă la temperatura (punctul de rouă) la care tensiunea actuală a vaporilor de apă devine maximă.

Conţinutul în umezeală al aerului atmosferic poate creşte datorită amestecului aerului, pe orizontală şi pe verticală, ca urmare a mişcărilor turbulente din atmosferă.

În general, mişcările din atmosferă au un caracter dezordonat, haotic, particulele de aer mişcîndu-se în toate direcţiile, cu viteze variabile de la un moment la altul. Ansamblul acestor mişcări definesc turbulenţa. Prin deplasarea haotică a particulelor de aer, se realizează şi transportul de căldură, de umezeală, de impurităţi etc.

Consecinţa cea mai importantă a mişcărilor turbulente din atmosferă este amestecul orizontal şi vertical al aerului.

Amestecul turbulent asigură uniformizarea (egalizarea) conţinutului în vapori de apă al aerului, asigurînd creşterea acestuia acolo unde el este deficitar şi scăderea lui acolo unde acesta este excedentar.

Ca urmare a amestecului a două mase de aer diferite, ca temperatură şi umezeală, se obţine o umezeală medie mai mare decît oricare din umezelile fiecărei mase de aer, luată individual. Acest surplus se condensează.

Exemplu : Se amestecă două mase de aer, apropiate de starea de saturaţie — umezeala relativă $R = 98\%$. Prima masă are temperatura $t_1 = 10°C$, tensiunea actuală $e_1 = 9{,}0$ mm şi umezeala absolută $a_1 = 9{,}22$ g/m^3. În cea de a doua masă, temperatura $t_2 = 20°C$, tensiunea $e_2 = 17{,}0$ mm, iar umezeala $a_2 = 16{,}92$ g/m^3.

După amestec, rezultă :

$$t = \frac{t_1 + t_2}{2} = \frac{10 + 20}{2} = 15°C;$$

$$e = \frac{e_1 + e_2}{2} = \frac{9{,}0 + 17{,}0}{2} = 13{,}0 \text{ mm};$$

$$a = \frac{a_1 + a_2}{2} = \frac{9{,}22 + 16{,}92}{2} = 13{,}07 \text{ g/m}^3.$$

La temperatura amestecului, de 15°C, valorile maxime posibile ale tensiunii de saturaţie şi umezelii absolute sînt $E = 12{,}8$ mm şi respectiv $A = 12{,}83$ g/m^3 (din tabele).

În aceste condiţii, umezeala relativă a amestecului devine :

$$R = \frac{e}{E} \cdot 100 = \frac{13}{12{,}8} \cdot 100 = 102\%.$$

Depăşindu-se saturaţia cu 2%, înseamnă că rezultă un disponibil de vapori de apă care se va condensa, disponibil egal cu

$$13{,}07 - 12{,}83 = 0{,}24 \text{ g/m}^3.$$

În condiţii normale se poate obţine o condensare apreciabilă prin amestecul a două mase de aer diferite, numai atunci cînd diferenţa de temperatură este foarte mare (cel puţin 10°C), iar umezeala relativă este de minimum 95%. În general prin amestec se produce aerul ceţos şi uneori ceaţa.

Amestecul orizontal se datoreşte în cea mai mare parte *proceselor de advecţie,* care pot fi calde, reci sau neutre. De aceste probleme se ocupă, mai pe larg, meteorologia sinoptică.

Deoarece creşterea conţinutului în vapori de apă nu contribuie la condensarea vaporilor de apă, la scară mai mare, condiţia fundamentală pentru formarea norilor şi a celor mai multe ceţuri, rămîne răcirea aerului.

Acest lucru este cu atît mai important cu cît tensiunea maximă a vaporilor de apă E variază cu temperatura aerului.

De exemplu, la temperatura de 20°C, vaporii de apă conţinuţi în atmosferă au tensiunea $e = 9{,}2$ mm, iar tensiunea maximă $E = 17{,}4$ mm. În aceste condiţii, umezeala relativă

$$R = \frac{9{,}2}{17{,}4} \cdot 100 = 54\%.$$

Dacă pentru aceeaşi tensiune a vaporilor de apă, temperatura aerului scade la 10°C, atunci pentru această temperatură, $E = 9{,}2$ mm, iar

$$R = \frac{9{,}2}{9{,}2} \cdot 100 = 100\%,$$

adică saturaţie.

b. Procesele şi condiţiile din atmosferă care determină răcirea aerului. În general, răcirea aerului atmosferic se poate produce pe două căi principale: prin radiaţie şi prin destindere adiabatică.

Fiecare dintre aceste procese, care pot acţiona separat sau împreună, conduce la formarea diferitelor forme şi feluri de nori şi ceţuri.

Radiaţia este maximă atunci cînd cerul este senin, iar vîntul slab, 2—3 m/s. Atunci cînd vîntul este calm, răcirea suprafeţei terestre nu se propagă decît în straturile de aer situate în imediata apropiere a acesteia. Un vînt slab determină un oarecare amestec turbulent şi o propagare a răcirii în straturi de aer situate mai sus. Vînturile mai puternice nu favorizează răcirea prin radiaţie, nici a suprafeţei terestre şi nici a aerului atmosferic.

Răcirea prin radiaţie a solului şi a obiectelor de pe sol asigură scăderea temperaturii aerului pînă la valori ale punctului de rouă, cînd vaporii de apă devin saturanţi, deci este posibilă condensarea sau sublimarea lor. În aceste condiţii, pe sol şi pe obiectele aflate pe sol se poate produce roua şi bruma, iar în aerul din imediata apropiere a suprafeţei solului se formează ceaţa (de radiaţie).

Starea de saturaţie a aerului se poate realiza şi prin modificarea volumului de aer, urmată de mari variaţii ale temperaturii.

Variaţiile temperaturii aerului, ca urmare a modificării volumului, se datoresc fie destinderii (detentei), fie comprimării aerului. În general, cînd un gaz se destinde, adică trece de la un volum mic şi presiune mare la un volum mai mare şi o presiune mai mică, gazul se răceşte. În cursul unei comprimări, gazul se încălzeşte.

Procesul destinderii sau comprimării unui gaz, în particular a aerului atmosferic, care se realizează fără schimb de căldură cu mediul exterior, este un *proces adiabatic*.

Aerul atmosferic, ridicîndu-se de la un nivel inferior către unul situat mai sus, se răceşte prin destindere, trecînd de la valori de presiune ridicată la valori mai mici de presiune. În cazul în care aerul atmosferic coboară de la un nivel superior la unul inferior, el se comprimă şi deci se încălzeşte, presiunea atmosferică crescind de sus în jos.

Mişcările ascendente şi descendente ale aerului atmosferic, determină mari variaţii de temperatură care, în final, conduc la condensarea unor mari cantităţi de vapori de apă.

Procesele de destindere adiabatică sînt fundamentale în formarea norilor, asigurînd în condiţii optime, saturaţia volumului de aer, în vapori de apă. În aceste condiţii se formează uşor picăturile germen şi, în prezenţa nucleelor de condensare, se realizează producerea precipitaţiilor.

Procesele de comprimare adiabatică joacă un rol important în risipirea norilor, deoarece mişcările descendente ale aerului determină încălzirea acestuia şi, ca urmare, facilitează evaporarea picăturilor de apă sau a cristalelor de gheaţă.

c. **Condiţiile atmosferice şi mişcările ascendente ale aerului.** O particulă de aer antrenată într-o mişcare ascendentă în atmosferă continuă să se deplaseze în sus şi după încetarea acţiunii (forţei) care i-a imprimat mişcarea ascendentă, dacă densitatea ei rămîne mai mică decît a mediului înconjurător în care urcă. Deoarece densitatea variază invers proporţional cu temperatura, dezvoltarea mişcărilor verticale din atmosferă va depinde atît de distribuţia temperaturii aerului pe verticală (stratificarea termică), precum şi de modul în care variază temperatura aerului înconjurător particulei în mişcare.

În straturile de aer în care există inversiune termică, gradientul vertical de temperatură γ este considerat negativ. În aerul uscat sau umed nesaturat, care se ridică sau coboară adiabatic, $\gamma = 1°C/100$ m. Această mărime se numeşte *gradient adiabatic uscat* şi se notează cu γ_a.

Comparînd valorile gradientului vertical de temperatură cu cele ale gradientului adiabatic uscat γ_a, există trei stări caracteristice de stratificare termică :

Cazul $\gamma > \gamma_a$, în care, temperatura aerului scade cu mai mult de 1°C la fiecare 100 m ascendenţă. În acest caz, o particulă de aer ce se mişcă ascendent într-un astfel de mediu, va avea temperatura proprie mai mare decît cea a mediului înconjurător, ceea ce îi conferă, în continuare, calităţile de particulă ascendentă. În aerologie, o astfel de stratificare se numeşte *uscat instabilă*.

Cazul $\gamma = \gamma_a$, în care la fiecare 100 m ascendenţă, temperatura scade în atmosferă cu 1°C. La un moment dat, temperatura particulei ascendente devine egală cu cea a mediului înconjurător şi se opreşte din mişcare. O astfel de stratificare a atmosferei poartă numele de *uscat indiferentă*.

Cazul $\gamma < \gamma_a$, în care temperatura aerului scade pe verticală cu mai puţin de 1°C/100 m. O particulă de aer care urcă într-o astfel de stratificare termică, la un anumit nivel din atmosferă, va avea o temperatură mai mică decît cea a mediului înconjurător adică, are o densitate mai mare. În aceste condiţii, ea va tinde să coboare la un nivel la care, densitatea ei va fi egală cu cea a particulelor mediului înconjurător. În asemena cazuri, stratificarea atmosferei se numeşte *uscat stabilă*.

Mişcările unei particule de aer umed dar nesaturat se produc pînă în momentul atingerii *nivelului de condensare,* la care particula ascendentă devine saturată în vapori de apă, surplusul acestora permiţînd condensarea.

Începînd de la nivelul de condensare, ascendența aerului saturat este diferită de cea avută de particulă în stadiul nesaturat. Aceasta se datorește faptului că prin condensare se pune în libertate căldura latentă și se produce deci o încălzire a mediului.

Ca urmare a acestei încălziri, începînd de la nivelul de condensare, răcirea aerului ascendent și saturat nu mai este de 1°C/100 m, ci mai mică.

Variația adiabatică a temperaturii particulelor de aer, saturate în vapori de apă, se definește prin *gradientul adiabatic saturat*, notat cu γ_s. Valoarea acestuia este întotdeauna mai mică decît cea a lui γ.

Dacă în cazul aerului uscat sau umed nesaturat, variația temperaturii pe verticală era liniară, putînd fi reprezentată pe o diagramă aerologică prin drepte denumite *adiabate uscate*, în cazul aerului saturat, variația temperaturii este mai complexă. Ea se realizează de-a lungul unei curbe, denumită *adiabată umedă*; de-a lungul acesteia $\gamma_s \approx 0{,}65°C/100$ m.

În atmosferă, intervin întotdeauna factori și procese care influențează comportarea aerului și datorită cărora acesta are tendința să se amestece și prin aceasta să se restabilească un anumit echilibru.

În concluzie, mișcările verticale din atmosferă sînt mai intense în cazul unor gradienți verticali de temperatură mari și se sting repede în straturile de izotermie sau cu inversiune termică.

d. **Existența cristalelor de gheață.** Existența picăturilor de apă lichidă, în cețuri și nori, la temperaturi negative, atestă faptul că cristalele de gheață nu se formează prin sublimarea directă a vaporilor de apă, ci ca rezultat al condensării acestora pe nuclee-germen de gheață (cristale de gheață). Acestea se formează prin dereglarea echilibrului de fază al picăturilor de apă suprarăcite (înghețarea lor).

Procesele de trecere a vaporilor de apă în cristale de gheață nu constituie o problemă pe deplin lămurită. Există încă puncte de vedere diferite asupra modului în care se formează cristalele de gheață, unii afirmînd că se produce sublimarea directă a vaporilor de apă, iar alții că se produce înghețarea picăturilor de apă suprarăcită.

Experiențele de laborator și determinările directe făcute în atmosferă, demonstrează că majoritatea cristalelor de gheață provin din înghețarea picăturilor de apă suprarăcită.

În lipsa nucleelor de sublimare, care au un rol determinant în formarea cristalelor de gheață la temperaturi sub —40°C, cristalele de gheață se formează prin asocierea unor „molecule" de gheață, ce apar și dispar continuu, ca urmare a agitației termice. Aceste aglomerări de gheață moleculară sînt cu atît mai mari cu cît temperatura mediului este mai coborîtă. Viteza lor de formare crește de aproape 6 ori pentru fiecare grad de scădere a temperaturii în jurul valorii de —40°C, temperaturile critice pentru apariția spontană a cristalelor de gheață fiind cuprinse între —39,0 și —41,0°C.

În cazul apei lipsite de impurități, picăturile de apă trebuie să fie puternic suprarăcite, înainte de a îngheța. Se consideră că, cea mai coborîtă temperatură la care, în mod normal, o picătură de apă poate fi suprarăcită fără a îngheța este de —41°C, astfel că în atmosferă picăturile din nori și cețuri, de obicei la temperaturi sub —40°C, nu pot persista în stare de suprarăcire. Unii nori Cirrus sau norii sidefii se formează la temperaturi de —58°C, probabil datorită faptului că mediul în care aceștia se formează este atît de uscat încît condensarea (sublimarea) nu se produce pînă nu se ating temperaturi sub —40°C.

Prezența impurităților face ca picăturile de apă suprarăcită să înghețe la temperaturi mai ridicate. Cristalele de gheață apărute la asemenea temperaturi, trebuie însă să se formeze pe unele particule materiale care provoacă înghețarea picăturilor suprarăcite la astfel de temperaturi. Aceste particule materiale, se numesc *nuclee de îngheț*. Astfel de particule pot fi : particule de sol, argilă, nisip. Ele au o mare afinitate pentru apă.

Particularitatea esențială în formarea și creșterea ulterioară a primelor cristale de gheață astfel formate este faptul că tensiunea vaporilor de apă este mai mică deasupra gheții decît deasupra picăturilor lichide de apă suprarăcită. În funcție de dimensiunile nucleelor de condensare și de îngheț, de proprietățile lor și de condițiile stratificării termice din atmosferă, se produc și se dezvoltă cristale de gheață sau se formează picături de apă. Ulterior, în anumite condiții, picăturile de apă pot îngheța, formîndu-se cristale de gheață.

Prin sublimarea ulterioară a vaporilor de apă pe cristalele de gheață, se obțin fulgii de zăpadă.

Rezultă că în atmosferă are loc la început condensarea vaporilor de apă și numai apoi, la temperaturi foarte joase, sublimarea acestora.

3. Condensarea vaporilor de apă în apropierea solului. Ceața

a. **Generalități.** Ca urmare a condensării și a sublimării vaporilor de apă din atmosferă se formează picături fine sau cristale de gheață. Dacă procesele de condensare sau sublimare se produc în straturile de aer din imediata apropiere a suprafeței solului, se formează *ceața*, iar dacă aceasta are loc în atmosfera liberă se formează norii.

Din punct de vedere fizic, cețurile și norii reprezintă sisteme coloidale, constînd din particule fine de apă sau cristale de gheață, sau amîndouă, aflate în suspensie în aer.

Picăturile fine de apă sau cristalele de gheață, aflate în suspensie în aerul atmosferic, reduc transparența aerului pe orizontală adică condiționează o anumită vizibilitate orizontală.

Pentru graduarea opacității atmosferei, s-a convenit să se definească ceața ca fiind hidrometeorul care reduce vizibilitatea orizontală sub 1 km.

Dacă vizibilitatea orizontală este mai mare de 1 km, dar mai mică de 10 km există *aer cețos*.

În unele cazuri, vizibilitatea orizontală se înrăutățește ca urmare a prezenței în aerul atmosferic a unor particule solide praf, fum sau alte corpuri în suspensie, umezeala relativă a aerului avînd valori scăzute, sub 50%. Un astfel de fenomen este denumit *pîclă*. Vizibilitatea orizontală, în cazul pîclei, este tot sub 10 km.

Ceața este un fenomen caracteristic maselor de aer stabile în care se produc frecvent, în straturile inferioare, inversiuni de temperatură. Sub stratul de inversiune, ceața se menține atîta timp cît nu intervine mișcarea turbulentă sau convecția cînd ceața se risipește.

Pentru formarea ceței este de obicei necesară saturația aerului sau o mică suprasaturație a acestuia față de suprafața deasupra căruia începe condensarea vaporilor de apă.

Saturația aerului cu vapori de apă se realizează prin : răcirea aerului și creșterea conținutului în umezeală.

Răcirea aerului pentru coborîrea temperaturii la valorile punctului de rouă se poate produce prin : radiație nocturnă la suprafața solului ; advecția unui aer mai cald și umed deasupra unei suprafețe mai reci ; ascendența aerului pe pantele obstacolelor, urmată de o destindere a aerului ; advecția unui aer rece și umed.

Creșterea conținutului în umezeală se poate realiza prin : evaporarea la suprafața întinderilor de apă (mări, lacuri, rîuri, sol umed) ; apropierea sau evoluția unui front atmosferic.

În funcție de aceste procese, cețurile se pot clasifica astfel : cețuri de radiație, cețuri de advecție, cețuri de pantă, cețuri de evaporare, cețuri frontale (prefrontale și postfrontale).

În tabela 12 este reprezentată clasificarea genetică a cețurilor în funcție de procesele atmosferice care determină formarea lor.

În afara saturării mediului cu vapori de apă, asupra formării cețurilor influențează și vîntul și stratul de zăpadă.

Vîntul. Atunci cînd vîntul este calm se poate forma, cel mult, roua sau bruma. Dacă vîntul are viteza de 2—3 m/s, atunci răcirea nocturnă se propagă și în straturile mai înalte, acestea fiind condițiile cele mai favorabile pentru formarea ceții.

Stratul de zăpadă. În condiții de cer senin și vînt calm, deasupra unui sol acoperit cu zăpadă, ceața se formează mai greu. Atunci cînd se realizează o egalizare a tensiunilor de saturație în raport cu apa și cu gheața, la temperaturi ușor negative, se poate produce o ceață slabă, nepersistentă. În cazuri mai speciale, la temperaturi foarte coborîte, sub —30°C, se poate forma o ceață constituită din cristale de gheață, numită „ceață de gheață".

b. **Cețurile de radiație.** Aceste cețuri apar deasupra suprafeței terestre care pierde căldura acumulată în cursul zilei prin radiație. Dacă răcirea se produce la suprafața solului se formează ceață de radiație la sol, iar dacă răcirea se propagă și în straturile de aer mai înalte, se poate forma ceață de radiație înaltă.

Ceața de radiație la sol se formează în condiții de cer senin și vînt slab (2—3 m/s). De asemenea, din punctul de vedere al stratificării termice, se remarcă prezența stratului de inversiune sub care se formează ceața de radiație.

În formarea ceții de radiație, un rol determinant îl are natura suprafeței terestre.

Tabela 12

Clasificarea genetică a ceţurilor

Procesele care determină formarea ceţii	Denumirea ceţii	Condiţii favorabile pentru formarea ceţii	Procesele care determină împrăştierea ceţii
I. *Răcirea* produsă prin:			Încălzirea produsă prin:
a. radiaţie	de radiaţie	cer senin, stabilitate moderată şi vînt slab	a. insolaţie
b. advecţie de aer cald peste o suprafaţă rece	de advecţie	diferenţă mare de temperatură între aerul transportat şi suprafaţa subiacentă, vînt cu viteza moderată, umezeala relativă ridicată în stare iniţială	b. trecerea masei de aer mai rece peste o suprafaţă subiacentă, mai caldă; încălzirea suprafeţei subiacente
c. ridicarea adiabatică a aerului pe pantă	de pantă	stratificare stabilă a atmosferei, umezeală relativ mare	c. mişcare adiabatică pe panta descendentă
II. *Evaporarea*			
a. ploi mai calde ca aerul	frontală	inversiuni puternice de temperatură de tip frontal umezeală relativ ridicată a aerului dedesubtul suprafeţei frontale	a. sublimarea pe zăpadă la temperatur sub 0°C (cu excepţi ceţii formată di cristale de gheaţă)
b. de la suprafaţa de apă mai caldă decît aerul	de evaporare ca „aburii"	diferenţă mare de temperatură între suprafaţa de apă şi aer; stratificare stabilă (de inversiune) înainte de sosirea aerului deasupra întinderii de apă	b. amestec turbulent

Suprafeţele umede favorizează producerea ceţii, în timp ce suprafeţele uscate, nisipoase, nu favorizează acest fenomen. De asemenea, văile, colectînd aerul rece, sînt favorabile producerii ceţii în raport cu formele de relief mai înalte.

Ceaţa de radiaţie se formează la început lîngă sol, după care se extinde pe verticală, formînd un strat de ceaţă cu grosimea de la 5—6 m pînă la 40—50 m. Ea dispare în timpul zilei, odată cu răsăritul Soarelui. Înainte de a se risipi, ceaţa de radiaţie se desprinde de la sol, formînd o pînză noroasă asemănătoare norilor Stratus, care apoi se evaporă sau se transformă în nori Cumulus de timp frumos.

Ceaţa înaltă de radiaţie se produce atunci cînd stratul de inversiune se situează la înălţimi mai mari, ce pot atinge 200—1 000 m. Ea este mai frecventă iarna, pe timp geros, în condiţii de regim anticiclonic (de mare presiune atmosferică). Ceţurile de radiaţie fac parte din categoria ceţurilor nepersistente.

c. **Ceţurile de advecţie.** Ca urmare a transportului unor mase de aer umed peste suprafeţe mai reci sau mai calde, se produc ceţurile de advecţie. Aceste ceţuri pot să apară în condiţiile advecţiilor calde sau a celor reci.

În primul caz, masa caldă de aer, deplasîndu-se deasupra unei suprafeţe mai reci, se răceşte de jos în sus, se creează o stabilitate care împiedică dezvoltarea turbulenţei şi reţine umezeala în straturile inferioare. Aceste ceţuri sînt favorizate de vînturi moderate. Ceaţa de advecţie caldă este o ceaţă persistentă, cu extindere mare pe verticală, pînă la 400—600 m şi uneori chiar mai sus. Cea mai mare densitate a picăturilor de ceaţă se găseşte în straturile mai înalte şi nu în apropierea solului. Deseori ea este identificată cu norii Stratus, putînd să precipite sub formă de burniţă sau de ploaie slabă.

Ceţurile advecţiilor reci peste suprafeţe mai calde se formează în special deasupra solurilor umede şi, mai ales, deasupra suprafeţelor de apă mai calde. În aceste condiţii, evaporarea intensă în condiţii de temperatură scăzută se soldează cu condensări, formîndu-se ceaţa. Fenomenul este specific toamnelor reci, cînd oglinzile de apă emană *aburi de ceaţă*.

În atmosferă există condiţii în care procesul iniţial de formare al ceţii este radiativ, apoi acesta este amplificat de procesele advective. În aceste împrejurări, se formează ceţurile advectiv-radiative, deosebit de dense şi persistente, avînd forma unor bancuri de ceaţă ce se succed unul după altul, ca nişte valuri.

d. **Ceaţa de pantă,** ascendentă, se dezvoltă în aerul care se deplasează de-a lungul unei pante, răcindu-se prin detentă. Această ceaţă se menţine şi la vînturi puternice, deoarece, cu cît vîntul este mai puternic, cu atît răcirea pe pantă este mai accentuată. De regulă, în vîrful pantei, se formează nori Stratus. Deasupra obstacolului, mărginit de pantă, nu se formează ceaţa, ca dealtfel şi pe pantele descendente, deoarece prin descendenţă aerul se încălzeşte şi se îndepărtează astfel de starea de saturaţie. Atunci cînd sînt groase, din aceste ceţuri pot cădea precipitaţii slabe, sub formă de burniţă sau ploaie.

e. **Ceţurile frontale** apar ca urmare a umezirii aerului de către precipitaţiile frontale şi a evaporării lor de pe solul umezit. Condiţia necesară formării unor astfel de ceţuri este ca temperatura aerului de lîngă sol să fie mult mai joasă decît cea a aerului situat mai sus şi decît a ploii ce cade. Ceţurile frontale pot apărea pe neaşteptate, se deplasează destul de repede şi nu sînt persistente.

Ele pot fi : prefrontale, de-a lungul liniei frontului şi postfrontale. Intensitatea cea mai mare a acestor ceţuri se găseşte în zona cu ploaie caldă, se extinde pe mai multe sute de metri şi se poate contopi cu norii prefrontali, joşi, cu deplasare foarte mare.

f. **Alte criterii de clasificare a ceţurilor.** *Din punctul de vedere al stării de agregare a particulelor care compun ceaţa,* aceasta poate fi clasificată în :

— ceaţă apoasă, constituită din picături foarte mici de apă ;
— ceaţă de gheaţă, formată din cristale fine de gheaţă.

Din punctul de vedere al duratei, după cum rezultă din cele arătate mai înainte, ceţurile pot fi : persistente şi nepersistente.

În funcţie de intensitatea lor se deosebesc următoarele categorii de ceţuri :

— ceţuri dense, puternice, cu vizibilitatea < 50 m ;
— ceţuri moderate, cu vizibilitatea 50—500 m ;
— ceţuri slabe, cu vizibilitatea 500—1 000 m ;
— aer ceţos (moderat) cu vizibilitatea 1—2 km ;
— aer ceţos (slab), cu vizibilitatea 2—10 km.

g. **Frecvenţa ceţurilor.** Cele mai multe zile cu ceaţă se înregistrează la latitudinile mari. În Arctica, de exemplu, se produc într-un an, aproximativ 100 zile cu ceaţă. La latitudinile tropicale, ceţurile se produc mai rar, exceptînd zonele umede subtropicale şi cele de litoral, unde se înregistrează 60 zile cu ceaţă, pe an. În interiorul continentelor, frecvenţa ceţurilor scade ca urmare a scăderii numărului ceţurilor advective. În apropierea mărilor şi oceanelor, mai ales în apropierea ţărmurilor afectate de curenţi oceanici reci, frecvenţa ceţurilor este mai mare. De exemplu, de-a lungul ţărmurilor vestice ale Americii de Nord, numărul zilelor cu ceaţă, dintr-o lună, atinge 24—28 zile, iar pe an, se însumează 60—80 zile cu ceaţă.

Se poate vorbi de variaţii diurne şi anuale ale ceţurilor destul de reprezentative. În mod deosebit, este puternic reliefată variaţia diurnă a ceţurilor de radiaţie ; ele se dezvoltă noaptea, ating cea mai mare intensitate dimineaţa, înainte de răsăritul Soarelui şi dispar după răsăritul Soarelui. Şi alte tipuri de ceaţă se pot intensifica, ca urmare a unor procese radiative. Pentru acest considerent, frecvenţa cea mai mare a ceţurilor se înregistrează seara, dar mai ales noaptea, şi frecvenţa cea mai mică, ziua.

Variaţia anuală a ceţurilor depinde de condiţiile fizico-geografice. La latitudinile mijlocii, se produc două perioade cu frecvenţă maximă a ceţurilor : toamna şi primăvara. Deasupra continentelor, ceţurile apar cel mai frecvent toamna tîrziu sau la începutul iernii în timp ce pe oceane şi mări, acestea se produc mai frecvent primăvara, cînd suprafeţele de apă au temperatura cea mai scăzută.

4. Condensarea vaporilor de apă în atmosfera liberă. Norii

În condiţiile în care condensarea sau sublimarea vaporilor de apă se produce la o înălţime oarecare în atmosfera liberă, atunci se formează norii. Norii constituie un sistem coloidal, format din picături de apă sau cristale de gheaţă, de diferite dimensiuni.

a. **Categorii de nori.** Din punctul de vedere al microstructurii fizice a norilor şi a stării de agregare în care se găsesc particulele care formează norii, aceştia pot fi grupaţi în trei categorii :

— nori apoşi, alcătuiţi din picături fine de apă, la temperaturi pozitive, iar altele la temperaturi negative (suprarăcite) ;
— nori de gheaţă, constituiţi exclusiv din cristale de gheaţă ;

— nori micşti, formaţi dintr-un amestec de picături de apă suprarăcită şi particule de gheaţă.

Norii aposi, din care, în general, nu cad precipitaţii, sînt formaţi din picături fine de apă, avînd în medie o rază de 2—5 μ m, iar din cei din care cad ploi slabe, picăturile ajung la raza de 50—150 μ m. Viteza mijlocie de cădere a picăturilor este de 1—2 m/s, iar conţinutul în apă al norilor de 0,1—0,2 g/m^3, conţinut care la temperaturi ridicate creşte la 3—4 g/m^3.

Din această categorie fac parte norii : Stratus, Stratocumulus, Cumulus humilis, Altocumulus din anotimpul de vară.

Precipitaţiile care cad din norii apoşi sînt puţine şi sub formă de burniţă, zăpadă grăunţoasă, fulgi rari de zăpadă sau picături mari şi rare de ploaie din norii Stratocumulus, mai groşi.

Norii de gheaţă sînt formaţi din cristale compacte, steluţe şi cristale sferice. Conţinutul în apă este de 0,01—0,1 g/m^3, iar viteza de cădere a cristalelor de 1 m/s.

Din această categorie fac parte norii : Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus, partea superioară a norilor Altostratus, Nimbostratus, Cumulonimbus. Iarna, norii Altostratus sînt constituiţi, în exclusivitate, din cristale de gheaţă.

Norii micşti constituie sediul convieţuirii picăturilor de apă, multe dintre ele suprarăcite, şi a cristalelor de gheaţă. Aceşti nori, dau cele mai importante cantităţi de precipitaţii.

Din această categorie fac parte norii : Altostratus, Nimbostratus, Cumulonimbus şi Cumulus congestus.

b. **Clasificarea norilor.** Marea diversitate a proceselor fizice din atmosferă care determină formarea norilor, precum şi a aspectelor pe care le pot avea norii, au făcut dificilă clasificarea norilor.

Ţinîndu-se seama de aspectul exterior şi de structura lor internă, clasificarea norilor se poate face pe baza a două criterii, care se completează reciproc :

— clasificarea genetică, în care principalul criteriu este procesul fizic care duce la formarea norilor ;

— clasificarea morfologică, internaţională, care se bazează pe aspectul exterior al norilor.

c. **Clasificarea genetică a norilor.** Din punct de vedere genetic, rolul principal în formarea şi dezvoltarea norilor îl au mişcările aerului, atît în plan orizontal cît şi în plan vertical, rolul preponderent revenind mişcărilor verticale.

Mişcările verticale, la scara proceselor atmosferice, care definesc caracteristicile structurale şi morfologice ale norilor, pot fi grupate în trei categorii :

— mişcări lente şi continue, la scară mare, cu extindere pe orizontală de sute de mii de kilometri iar pe verticală, pe toată grosimea troposferei. Aceste mişcări însoţesc, de obicei, formarea şi evoluţia ciclonilor ;

— mişcări ondulatorii, la scară mai mică, ce se produc în interiorul unor straturi de aer foarte stabile termodinamic (inversiuni sau izotermii), straturi situate deasupra celor turbulente. Mişcările ondulatorii mai pot lua naştere la trecerea maselor de aer peste obstacolele reliefului, în special deasupra munţilor şi dealurilor ;

— mişcări verticale convective, datorate încălzirii neuniforme a suprafeţei terestre şi stratificării instabile a aerului atmosferic.

În funcţie de caracterul mişcărilor verticale şi al condiţiilor în care se produce condensarea ce duce la formarea diverselor forme de nori, aceştia se clasifică în : stratiformi, ondulaţi şi convectivi (cumuliformi).

Norii stratiformi reprezintă mari aglomerări de nori migratori, care însoţesc marile perturbaţii ciclonice mobile. Aceşti nori parcurg distanţe mari cu o deplasare rapidă şi regulată. În ansamblul său sistemul noros cuprinde genuri, specii şi varietăţi de nori caracteristici, care se succed odată cu trecerea fronturilor atmosferice.

Prin ascensiunea lentă dar continuă a unei mase de aer cald şi umed deasupra unei mase mai reci, situată dedesubt, se produce o destindere adiabatică a aerului cald şi umed, se formează o pînză noroasă densă în care un observator situat într-un punct pe suprafaţa terestră observă desfăşurarea în timp, în ordinea altitudinilor descrescînde, a unui cortegiu de nori stratiformi caracteristici : *Cirrostratus*. Altostratus şi Nimbostratus a căror bază coincide cu suprafaţa frontală care separă cele două mase de aer. Adesea, norii *Cirrostratus* sînt precedaţi sau însoţiţi de norii *Cirrus*.

Pînzele de nori stratiformi se pot întinde pe mai multe sute de km, grosimea lor pe verticală putînd atinge înălţimi de 8 km sau chiar mai mult.

Ansamblul norilor *Cirrostratus — Altostratus — Nimbostratus*, legat de un front atmosferic cald, este mult mai întins decît cel legat de un front rece.

— *Norii Nimbostratus* se situează în apropierea intersecţiei suprafeţei de discontinuitate (front) cu solul, din care cauză au plafonul coborît. Ei sînt constituiţi din picături de apă suprarăcită şi cristale de gheaţă. Din părţile lor inferioare, cad precipitaţii continue, uneori abundente, atît sub formă de ploaie cît şi sub formă de ninsoare, precipitaţii ce se întind pe o zonă largă, în faţa frontului cald. În masa norilor stratiformi pot să apară nori orajoşi, precipitaţiile pot avea caracter de aversă, însoţite uneori şi de manifestări electrice.

— *Norii Altostratus* constituie partea din sistemul noros situată la înălţimi mijlocii. Din această cauză, chiar şi vara, ei se situează deasupra nivelului de îngheţ (izoterma de 0°C). Sînt constituiţi din picături de apă suprarăcită şi din cristale de gheaţă (fulgi de zăpadă). Precipitaţiile ce cad din ei ajung pe suprafaţa terestră numai iarna, deoarece vara, fulgii de zăpadă în cădere liberă, printr-un aer mai cald, se evaporă.

— *Norii Cirrostratus* sînt situaţi în partea superioară a sistemului noros, fiind formaţi numai din cristale de gheaţă. Aceşti nori nu dau precipitaţii vizibile.

Pentru înţelegerea noţiunii de sistem noros, valabil atît în cazul frontului cald, cît şi în cazul celui rece, se prezintă în figurile 26 şi 27 o secţiune verticală şi o proiecţie orizontală a unui sistem noros ciclonic, în structură clasică valabil la latitudini extratropicale.

Norii ondulaţi se formează ca urmare a mişcărilor ondulatorii ce iau naştere în interiorul straturilor de aer cu mare stabilitate termodinamică, dispuse deasupra straturilor turbulente. Undele astfel formate se propagă la mari distanţe, lungimea şi amplitudinea lor depinzînd de contrastele de temperatură şi ale vîntului la limita inferioară şi superioară a stratului de inversiune termică.

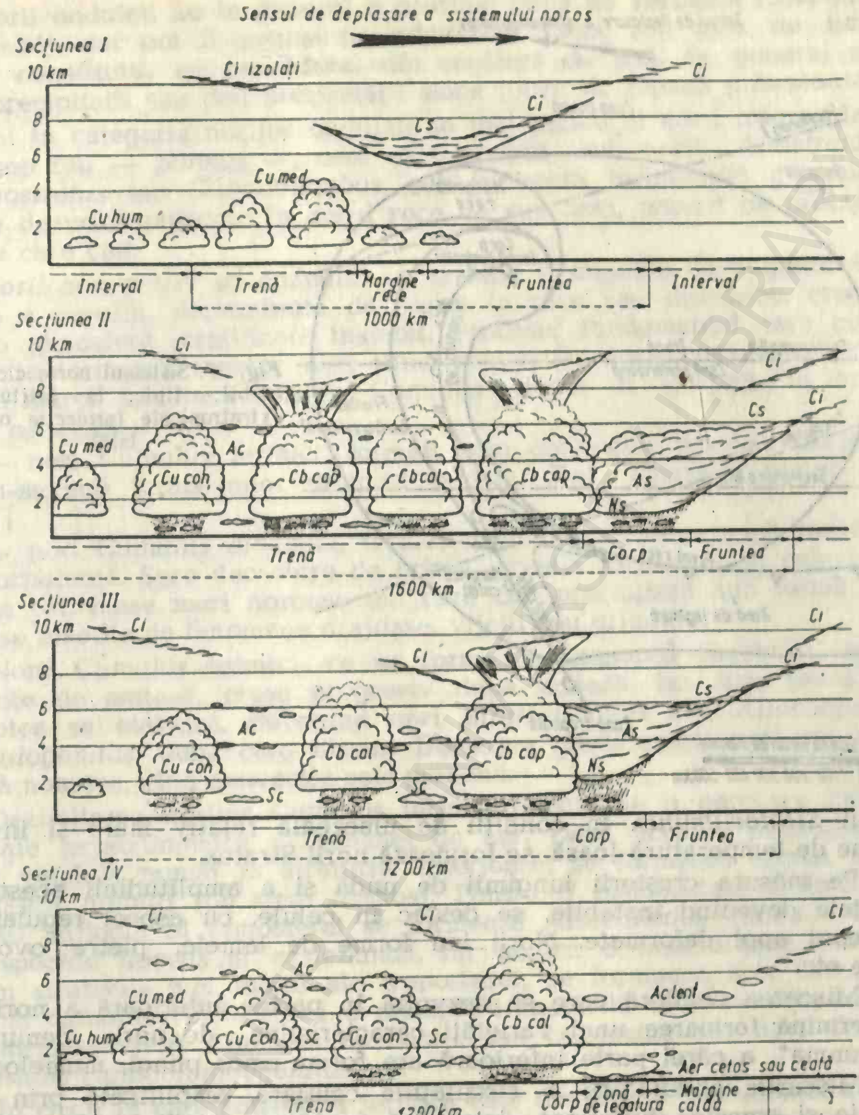

Sensul de deplasare a sistemului noros
Secțiunea I
10 km
8
6
4
2
Ci izolați
Ci
Ci
Cs
Cu med
Cu hum
Interval
Trenă
Margine rece
Fruntea
Interval
1000 km
Secțiunea II
10 km
Ci
Ci
Ci
Cs
Cu med
Ac
Cu con
Cb cap
Cb cal
Cb cap
As
Ns
Trenă
Corp
Fruntea
1600 km
Secțiunea III
10 km
Ci
Ci
Ci
Ci
Cs
Ac
As
Cu con
Cb cal
Cb cap
Ns
Sc
Trenă
Corp
Fruntea
1200 km
Secțiunea IV
10 km
Ci
Ci
Ci
Ac
Cu med
Ac lent
Cu hum
Cu con
Sc
Cu con
Sc
Cb cal
Aer cețos sau ceață
Trenă
Corp
Zonă de legătură
Margine caldă
1200km

Fig. 26. Secțiune verticală printr-un sistem noros al unui ciclon extratropical.

Stratul de inversiune, frînînd mișcările ascendente ale aerului, reține la baza lui vapori de apă și pulberi. Particulele de aer, antrenate în mișcare ascendentă, se răcesc prin detentă, la nivelul vîrfului unui obstacol, unde se formează, ca urmare a saturației mediului, norul de undă. În văile undei, mișcările aerului fiind descendente, aerul se încălzește prin comprimare iar norii nu se formează sau, dacă au existat, se risipesc (fig. 28).

Forma și caracteristicile norilor de undă, depind de înălțimea la care se află stratul de inversiune. Dacă inversiunea se situează la înălțime, se formează nori *Altocumulus*, iar la un nivel mai coborît,

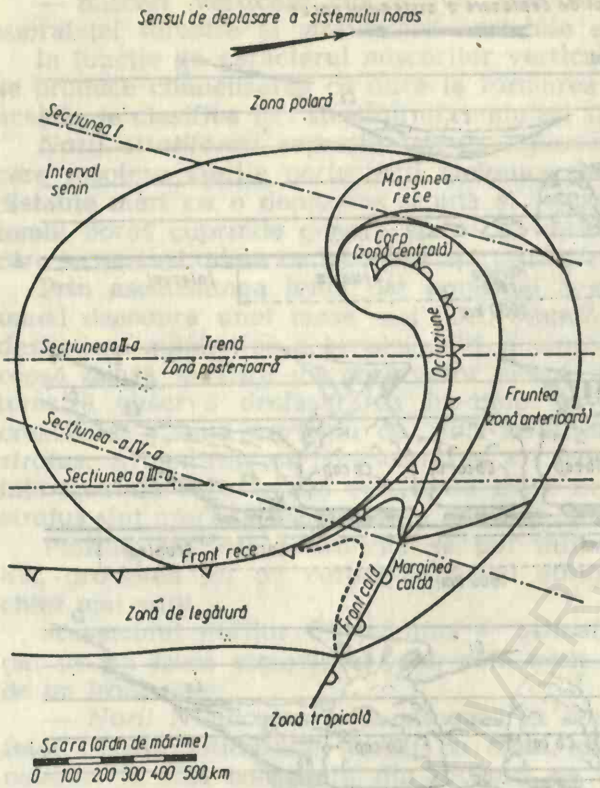

Sensul de deplasare a sistemului noros
Zona polară
Secţiunea I
Interval senin
Marginea rece
Corp (zonă centrală)
Ocluziune
Secţiunea a II-a
Trenă
Zonă posterioară
Fruntea (zonă anterioară)
Secţiunea a IV-a
Secţiunea a III-a
Front rece
Marginea caldă
Front cald
Zonă de legătură
Zonă tropicală
Scara (ordin de mărime)
0 100 200 300 400 500 km

Fig. 27. Sistemul noros ciclonic, mobil, tipic, la latitudinile extratropicale (proiecţie orizontală).

norii *Stratocumulus*. În condiţii de umezeală relativ mare şi inversiune de temperatură joasă, se formează norii Stratus.

Pe măsura creşterii lungimii de undă şi a amplitudinii acestora, undele devenind instabile, se desfac în celule, cu aspect regulat la început apoi deformate. Norii iau forme de lamele, pietre ovoide, dale etc.

Mişcarea celulară care se dezvoltă în partea inferioară a norilor, determină formarea unei varietăţi caracteristice de nori, denumită „mamma", a cărei parte inferioară are forma unor pungi, mameloane.

Mişcările ondulatorii şi circulaţiile celulare, amplificate prin radiaţie şi amestec turbulent, determină formarea următoarelor genuri, specii şi varietăţi de nori ondulaţi :

— *Stratus*, de toate speciile şi varietăţile ;

— *Stratocumulus* şi *Altocumulus*, cu speciile *stratiformis*, *lenticularis* şi varietăţile *translucidus*, *perlucidus*, *opacus*, *duplicatus*, *undulatus*, *radiatus* ;

— *Cirrocumulus*, cu speciile *stratiformis* şi *lenticularis*.

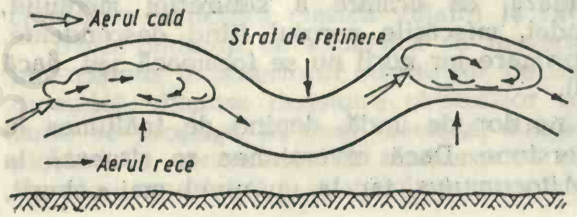

Aerul cald
Strat de reţinere
Aerul rece

Fig. 28. Schema formării norilor de undă.

Norii ondulați au în general o grosime mică pe verticală (zeci-sute de metri), dar pot fi extinși pe orizontală (zeci sau sute de km). Fiind constituiți, cu precădere, din picături de apă, în general nu dau precipitații sau dau precipitații slabe (burniță, zăpadă grăunțoasă).

Tot în categoria norilor ondulați se mai includ și norii fragmentați de timp rău — *pannus* —, care se formează sub norii *Altostratus, Nimbostratus* sau *Cumulonimbus,* sub influența turbulenței dinamice ce se dezvoltă puternic în aerul rece de sub nori, umezit de precipitațiile care cad.

Norii convectivi se dezvoltă ca urmare a mișcării ascendente intense a aerului, determinate de cauze termice sau dinamice, create într-o atmosferă stratificată instabil. Procesul fundamental care conduce la formarea acestor nori fiind convecția, norii convectivi grupează marea familie a norilor *Cumulus* și pot fi grupați în două mari categorii :

— nori *Cumulus termici,* formați prin convecție termică, prezentîndu-se sub forma unor grămezi izolate. Sînt specifici zilelor de vară ;

— nori *Cumulus dinamici,* formați prin convecție termică însoțită de turbulență. Spre deosebire de primii, aceștia formează, de cele mai multe ori, mase mari noroase din care cad precipitații sub formă de averse însoțite de fenomene orajoase, vijelii sau grindină.

Norii *Cumulus* termici, ce se formează deasupra uscatului, apar înainte de amiază, cresc progresiv după amiază, iar spre seară și noaptea se etalează, devenind nori *Stratocumulus* sau *Altocumulus cumulogenitus,* după care dispar. Deasupra mării acești nori se dezvoltă noaptea, cînd convecția este maximă.

Dezvoltarea norilor *Cumulus* termici presupune o oarecare instabilitate termodinamică a coloanei de aer. Dacă această instabilitate este valabilă numai în straturile inferioare, se formează numai nori *Cumulus humilis* (de timp frumos). Pentru o instabilitate extinsă în etajul mijlociu al atmosferei se formează *Altocumulus cumuliformis,* cu speciile *floccus* și *castellanus,* iar pentru o instabilitate extinsă și în straturile mai înalte ale troposferei, se formează nori *Cirrocumulus cumuliformis.* Pentru o atmosferă instabilă în toată troposfera se formează nori *Cumulus mediocris* sau *congestus* sau nori *Cirrus spissatus cumulonimbogenitus.*

În cazul în care convecția termică este însoțită de turbulență, aerul este antrenat forțat într-o mișcare ascendentă. Se formează nori *Cumulus,* care se deosebesc de cei rezultați din convecție termică, prin aceea că nu au baza dreaptă (plată), au o evoluție mai rapidă și forme variate și mai neregulate.

Din această categorie, fac parte norii :

— *Fractocumulus (Cumulus fractus),* ce se prezintă sub forma unor nori *Cumulus* destrămați, în continuă schimbare, cu contur neregulat ;

— *Cumulonimbus dinamici,* caracteristici fronturilor reci, deci maselor de aer rece ce substituie violent o masă de aer cald. Au o mare dezvoltare verticală, vîrful lor atingînd 8—10 km iar uneori 14—16 km și mai mult. La baza lor, circulă rapid nori destrămați de timp rău — *pannus.* Din ei cad averse de ploaie, însoțite de manifestări electrice și vijelii.

Se menţionează *norii cumuliformis,* cu cele două varietăţi, *floccus* şi *castellanus,* care pot constitui un indiciu al gradului de instabilitate a aerului atmosferic sau apropierea unui front rece atmosferic.

d. **Clasificarea internaţională a norilor.** Din marea diversitate a formelor norilor, s-a căutat selecţionarea unor forme caracteristice care se observă mai frecvent pe bolta cerească. În cadrul acestor forme caracteristice, au fost definite *genuri, specii* şi *varietăţi* de nori, care permit identificarea norului şi codificarea lui în mesajele meteorologice.

Precizarea genului, speciei sau varietăţii norului nu este întotdeauna suficientă pentru identificarea completă a norului. În aceste condiţii, se face apel la *particularităţile suplimentare* sau la *nori anexă* ce însoţesc genul de nor observat, pentru definirea exactă a norului origine şi a provenienţei sale. Acestea sînt criteriile care stau la baza clasificării internaţionale a norilor. Prima clasificare internaţională a norilor datează din anul 1803.

În cele ce urmează se menţionează principalele genuri, specii şi varietăţi de nori, precum şi unele particularităţi suplimentare şi nori anexă. Simpla lor enumerare nu este suficientă. Înţelegerea acestor noţiuni trebuie corelată cu planşele de nori din Atlasul internaţional de nori şi mai ales cu practica de observaţie. Numai o îndelungată activitate la o staţiune meteorologică, în special la cele din zona de munte, conferă unui observator calitatea de a identifica corect sistemele noroase, norii în sine şi succesiunea lor firească pe bolta cerească. Detalii şi precizări, pot fi găsite în „Instrucţiuni pentru observarea, identificarea şi codificarea norilor şi a fenomenelor meteorologice — meteorii" (ID-37-68).

Genuri de nori. După aspectul exterior, se pot deosebi mai multe genuri de nori, fiecare gen fiind specific numai unui anumit nor. În clasificarea internaţională a norilor, sînt delimitate următoarele genuri de nori şi simbolurile lor :

1. *Cirrus* — Ci
2. *Cirrocumulus* — Cc
3. *Cirrostratus* — Cs
4. *Altocumulus* — Ac
5. *Altostratus* — As
6. *Nimbostratus* — Ns
7. *Stratocumulus* — Sc
8. *Stratus* — St
9. *Cumulus* — Cu
10. *Cumulonimbus* — Cb

Denumirile genurilor şi ale speciilor de nori sînt formate din cuvinte latineşti, care reprezintă o scurtă caracterizare a lor.

Cirrus (cuvînt ce, în limba latină, înseamnă bucle de păr, tufă de crini, pene de păsări) reprezintă nori separaţi (distanţaţi), în formă de filamente albe şi delicate (fine), sau de bancuri ori de benzi înguste albe, ori în cea mai mare parte albe. Aceşti nori au un aspect fibros (păros) sau un luciu mătăsos, ori ambele (fig. 29, 1...4).

Cirrocumulus (format din cuvintele *Cirrus* şi *Cumulus*) reprezintă un banc, strat sau pătură subţire de nori albi, fără umbre proprii, compus din elemente foarte mici avînd formă de granule, riduri, blăniţă de miel etc (fig. 29, 9). Ele sînt sudate ori separate, dispuse mai mult sau mai puţin regulat ; majoritatea elementelor au o lărgime

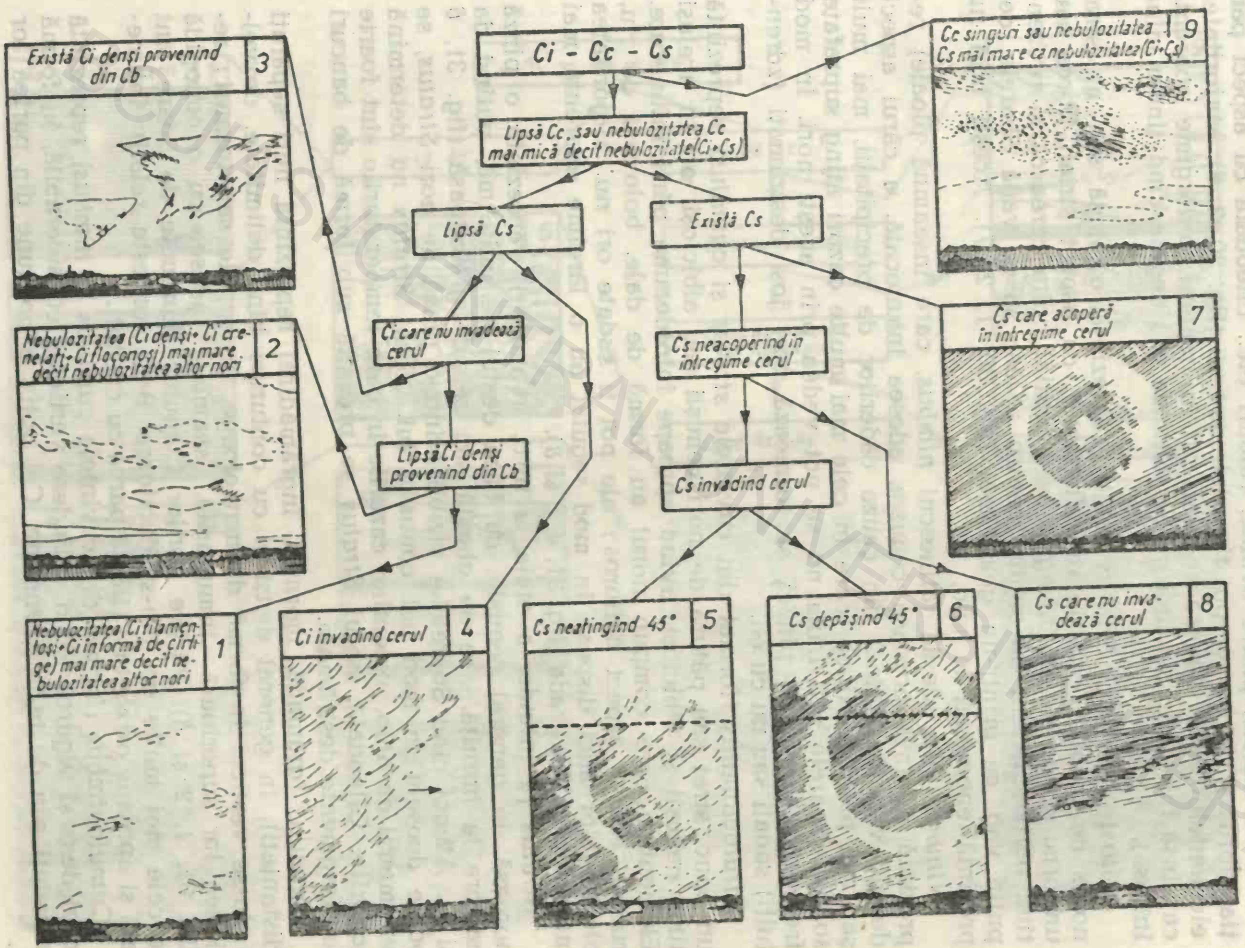

Ci - Cc - Cs
Lipsă Cc, sau nebulozitatea Cc mai mică decît nebulozitate(Ci+Cs)
Lipsă Cs
Există Cs
Ci care nu invadează cerul
Lipsă Ci denși provenind din Cb
Cs neacoperind în întregime cerul
Cs invadînd cerul
Există Ci denși provenind din Cb 3
Nebulozitatea (Ci denși+Ci crenelați+Ci floconoși) mai mare decît nebulozitatea altor nori 2
Nebulozitatea (Ci filamentoși+Ci în formă de cîrlige) mai mare decît nebulozitatea altor nori 1
Ci invadînd cerul 4
Cs neatingînd 45° 5
Cs depășind 45° 6
Cs care acoperă în întregime cerul 7
Cs care nu invadează cerul 8
Cc singuri sau nebulozitatea Cs mai mare ca nebulozitatea(Ci+Cs) 9

Fig. 29. Norii *Cirrus*, *Cirrocumulus* şi *Cirrostratus* (cod C_H).

aparentă mai mică ca un grad (lărgimea degetului mic privit pe fondul orizontului, cînd se ţine mîna întinsă).

Cirrostratus (format din cuvintele *Cirrus* şi *Stratus*) reprezintă vălul noros transparent şi albicios, cu aspect fibros (păros) sau neted, acoperind parţial sau total cerul şi producînd, în general, fenomene de halo (fig. 29, 5...8).

Altocumulus (nori *Cumulus* înalţi) reprezintă banc, strat ori pătură de nori albi sau cenuşii, ori în acelaşi timp albi şi cenuşii, avînd în general umbre proprii. Elementele componente ale norului pot avea forma de lamele, pietre ovoide, rulouri etc., cîteodată cu aspect parţial fibros şi difuz ; ele pot fi sudate sau nu (fig. 30, 3...8). Majoritatea elementelor mici dispuse regulat au, în general, o lărgime aparentă cuprinsă între unu şi cinci grade (lăţimea a 3 degete cînd ţinem mîna întinsă).

Altostratus (nori *Stratus* înalţi) reprezintă o pînză sau un strat noros de culoare cenuşie ori albăstruie, cu aspect striat, fibros sau uniform, acoperind în întregime sau parţial bolta cerească şi prezentînd părţi suficient de subţiri pentru a lăsa să se vadă Soarele, cel puţin vag, ca printr-un geam mat (fig. 30, *1*, 2, 7). Aceşti nori nu prezintă fenomenul de halo.

Nimbostratus (de la latinescul *nimbus*, care înseamnă ploaie) reprezintă o pînză noroasă cenuşie, adesea întunecată, a cărui aspect devine vaporos (difuz) din cauza căderilor de precipitaţii, mai mult sau mai puţin continue, care în cele mai multe cazuri ating suprafaţa solului. Soarele sau Luna nu se pot vedea prin aceşti nori. În mod frecvent, dedesubtul pînzei, se formează nori joşi destrămaţi (zdrenţuiţi) sudaţi sau nu cu ea.

Stratocumulus (format din cuvintele *stratus* şi *cumulus*) reprezintă un banc, strat sau pătură de nori cenuşii sau albicioşi, ori în acelaşi timp cenuşii şi albicioşi, avînd aproape întotdeauna părţi întunecate. Elementele care compun norul au formă de dale, bolovani de rîu, rulouri etc. şi aspect nefibros ; ele pot fi sudate ori nu. Majoritatea elementelor mici dispuse în mod regulat au o lărgime aparentă mai mare decît cinci grade (fig. 31, *4*, 5 şi *8)*.

Stratus (a întinde, a etala, a turti, a acoperi) reprezintă o pînză noroasă, în general cenuşie, cu baza destul de uniformă, putînd da naştere la burniţă, ace de gheaţă sau zăpadă grăunţoasă (fig. 31, *6* şi 7). Atunci cînd Soarele e vizibil printr-o pînză de nori *Stratus*, se poate deosebi în mod net conturul lui. Norul *Stratus* nu determină fenomenul de halo, exceptînd cazurile în care temperaturile sînt foarte coborîte. Cîteodată, norul *Stratus* se prezintă sub formă de bancuri sau fragmente destrămate.

Cumulus (grămadă, morman, îngrămădire) reprezintă nori separaţi (distanţaţi), în general denşi şi cu contururi bine delimitate, dezvoltîndu-se vertical în formă de mameloane, de cupole sau turnuri ; regiunea lor superioară înmugurită, seamănă adesea cu o conopidă (fig. 31, *1*, 2 şi *8*). Părţile norilor Cumulus iluminate de Soare sînt de cele mai multe ori alb-strălucitoare. Baza lor este relativ întunecată şi aproape orizontală (tăiată parcă cu cuţitul).

Cumulonimbus (format din cuvintele *cumulus* şi *nimbus*) reprezintă norul dens şi viguros, cu o extindere verticală considerabilă, în formă de munţi sau de turnuri enorme. Cel puţin o porţiune din partea lor

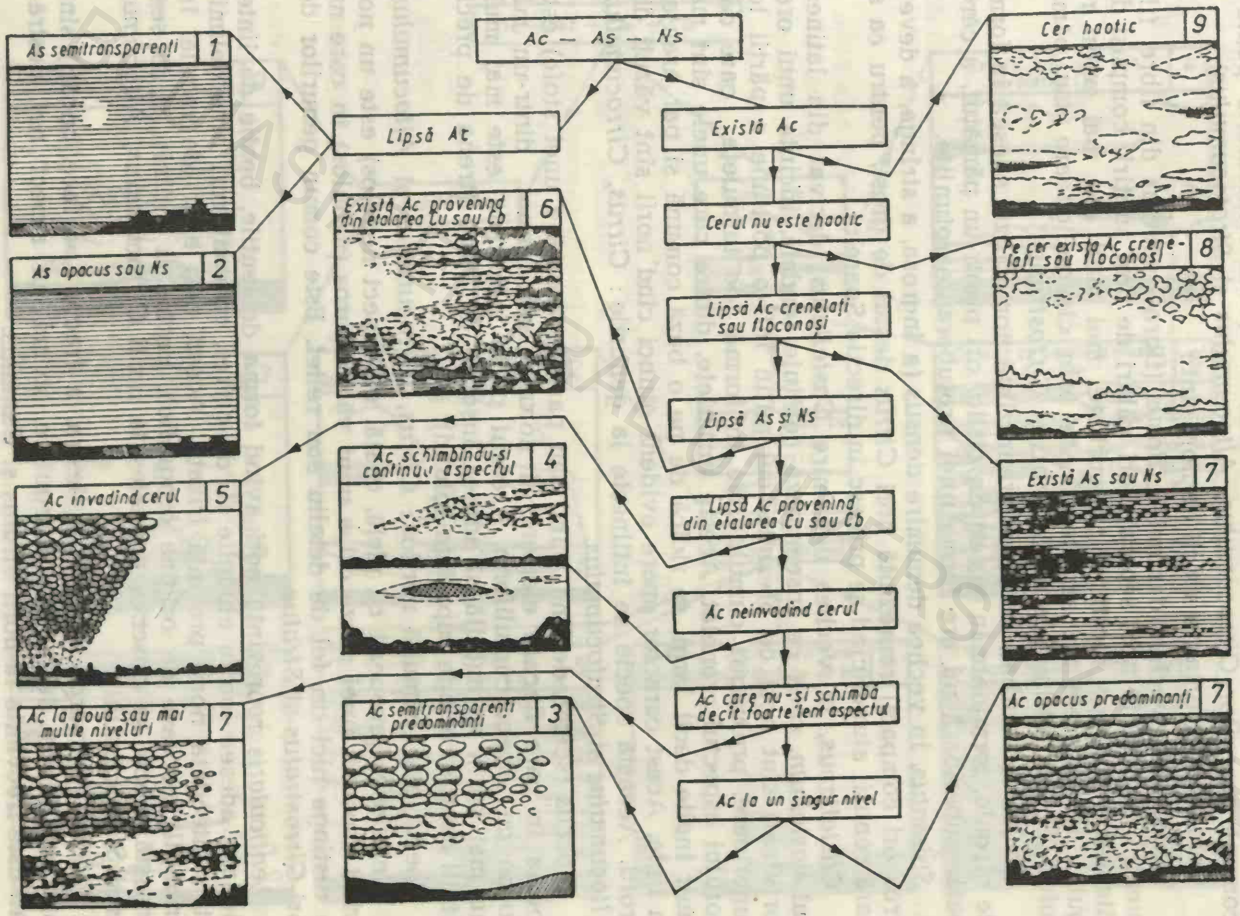

Ac — As — Ns
Lipsă At
Există Ac
As semitransparenți
1
As opacus sau Ns
2
Cerul nu este haotic
Lipsă Ac crenelați sau floconoși
Lipsă As și Ns
Lipsă Ac provenind din etalarea Cu sau Cb
Ac neinvadind cerul
Ac care nu-și schimbă decît foarte lent aspectul
Ac la un singur nivel
Există Ac provenind din etalarea Cu sau Cb
6
Ac schimbîndu-și continuu aspectul
4
Ac invadind cerul
5
Ac la două sau mai multe niveluri
7
Ac semitransparenți predominanți
3
Cer haotic
9
Pe cer există Ac crenelați sau floconoși
8
Există As sau Ns
7
Ac opacus predominanți
7

Fig. 30. Norii *Altocumulus*, *Altostratus* și *Nimbostratus* (cod C_M).

superioară este în general netedă, fibroasă sau striată și aproape întotdeauna turtită; această porțiune se lățește adesea luînd forma unei nicovale sau a unui vast penaj (fig. 31, 3 și 9). Dedesubtul bazei sale, adesea foarte întunecată, există frecvent nori joși destrămați, sudați ori nu cu ea.

Specii de nori. Forma unui nor poate prezenta unele particularități caracteristice, denumite specii de nori. Un nor observat nu poate aparține decît unei singure specii, pe cînd unele specii pot fi comune mai multor genuri de nori (de exemplu, specia *lenticularis* poate fi comună genurilor *Cirrocumulus, Altocumulus* și *Stratocumulus*).

Cele mai importante specii de nori sînt:

Fibratus, în vechea denumire *filosus* (fibros, compus din fibre, filamente), reprezintă nori separați, ori văluri de nori subțiri, compuși din filamente aproape rectilinii ori curbate, mai mult sau mai puțin regulat. Filamentele nu sînt terminate prin cîrlige, gheare sau pămătufuri. Specie întîlnită la norii *Cirrus* și *Cirrostratus*.

Uncinus (recurbat, încîrligat) reprezintă nori *Cirrus* adesea în formă de virgule, terminate în sus cu un cîrlig, ori printr-un pămătuf, a căror parte superioară nu are forma unei protuberanțe rotunjite.

Spissatus, în vechea denumire *densus* (a îngroșa, a strînge, a deveni gros ori compact) reprezintă nori *Cirrus* destul de groși, pentru ca să pară cenușii atunci cînd se privesc în direcția Soarelui.

Castellanus, în vechea denumire *Castellatus* (derivat din latinescul *castellum*, ceea ce înseamnează cetățuie feudală, incinta unui oraș fortificat) sînt nori ce prezintă, cel puțin într-o porțiune a părții lor superioare, prelungiri cumuliforme în formă de turnulețe, care dau norului aspectul crenelat. Aceste turnulețe, dintre care unele sînt mai mult înalte decît largi, se ridică de pe o bază comună și par aranjați în linie. Acest caracter apare evident atunci cînd norii sînt văzuți din profil. Această specie se întîlnește la genurile: *Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus* și *Stratocumulus*.

Floccus (scamă de lînă, puful sau partea păroasă a unei stofe) este specia în care fiecare element al norului este format dintr-un mic flocon cu aspect cumuliform, a cărui parte inferioară este mai mult sau mai puțin zdrențuită și adesea însoțită de *virga* (trena de precipitații care nu atinge suprafața solului).

Specia este comună norilor: *Cirrus, Cirrocumulus* și *Altocumulus*.

Nebulosus (acoperit cu pîclă, ceață, cu aspect nebulos) este un nor avînd aspectul unei pînze ori a unui văl neguros (nebulos) în care nu se distinge nici un fel de detaliu sau relief. Este comun genurilor de nori *Cirrostratus* și *Stratus*.

Lenticularis reprezintă nori avînd forma de lentile, boabe de linte, migdale, adesea foarte alungite și, de obicei, cu contururi bine delimitate; cîteodată norii prezintă irizații. Acești nori apar, de regulă, în formațiile noroase de origine orografică, putînd fi întîlniți și la șes. Această specie se observă mai ales la norii *Cirrocumulus, Altocumulus* și *Stratocumulus*.

Fractus (a sparge, a rupe, a deșira, a fractura, a face bucăți) sînt nori sub formă de petice neregulate, avînd un aspect net destrămat. Este frecventă la norii *Stratus* și *Cumulus*.

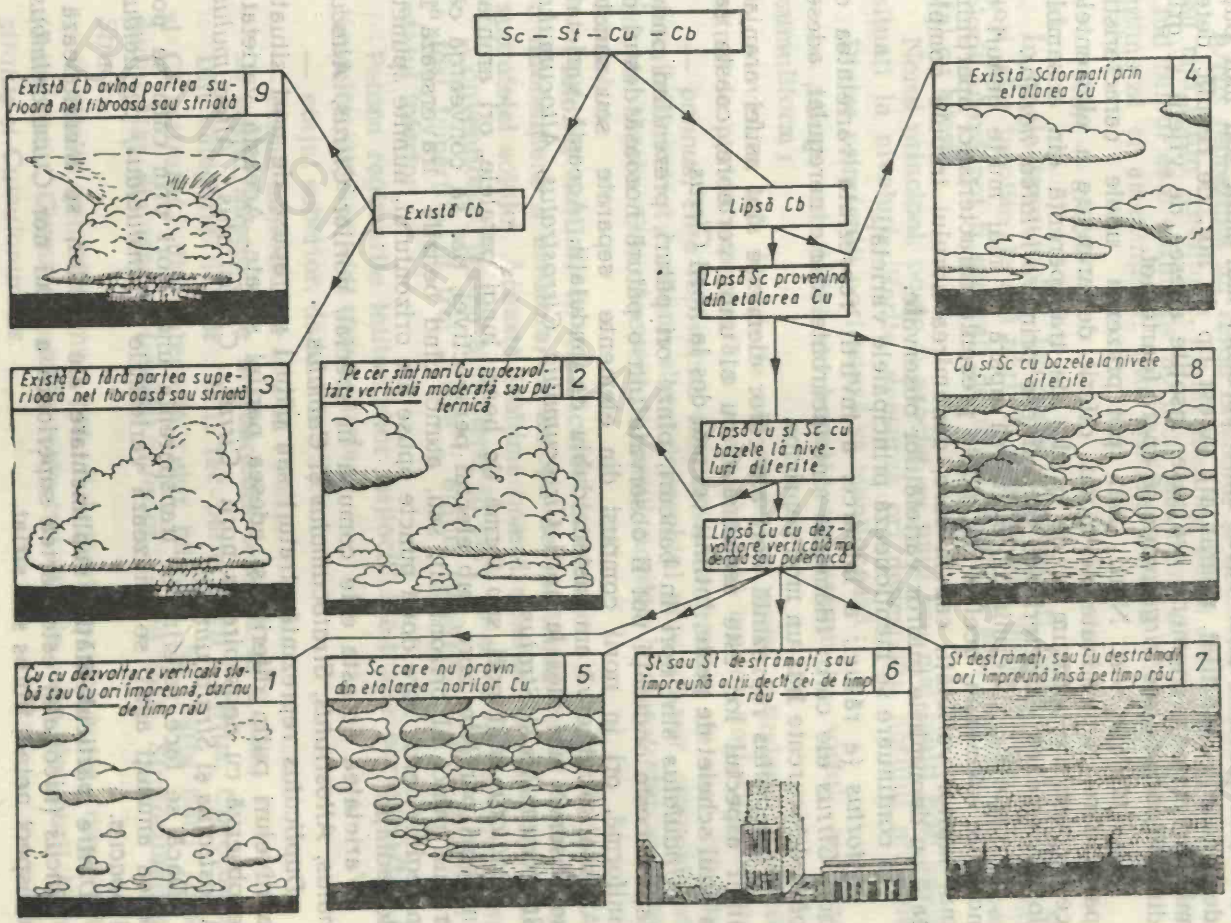

Sc – St – Cu – Cb
Există Cb
Lipsă Cb
Lipsă Sc provenind din etalarea Cu
Lipsă Cu şi Sc cu bazele la niveluri diferite
Lipsă Cu cu dezvoltare verticală moderată sau puternică
Există Cb avînd partea superioară net fibroasă sau striată 9
Există Cb fără partea superioară net fibroasă sau striată 3
Pe cer sînt nori Cu cu dezvoltare verticală moderată sau puternică 2
Există Sc formaţi prin etalarea Cu 4
Cu şi Sc cu bazele la nivele diferite 8
Cu cu dezvoltare verticală slabă sau Cu ori împreună, dar nu de timp rău 1
Sc care nu provin din etalarea norilor Cu 5
St sau St destrămaţi sau împreună alţii decît cei de timp rău 6
St destrămaţi sau Cu destrămaţi ori împreună însă pe timp rău 7

Fig. 31. Norii *Stratocumulus, Stratus, Cumulus* şi *Cumulonimbus.* (cod CL).

Calvus (în limba latină chel) reprezintă un nor *Cumulonimbus* în care, cel puţin unele protuberanţe din partea lui superioară, au început să piardă contururile lor cumuliforme; în această regiune nu se poate distinge însă nici o parte cirriformă. Protuberanţele şi înmuguririle au tendinţa de a forma o masă albicioasă, cu striuri mai mult sau mai puţin verticale.

Capillatus (păros) reprezintă un nor *Cumulonimbus* ce are mai ales la partea lui superioară unele porţiuni net cirriforme cu structură vizibilă fibroasă ori striată, avînd frecvent forma unei nicovale, a unui penaj sau a unei vaste mase păroase, mai mult sau mai puţin dezordonată (păr filat, nearanjat). Acest tip de nor, de regulă, determină averse şi fenomene orajoase, însoţite adesea de vijelii şi grindină. Fenomenul de *virga* poate să apară foarte net.

Varietăţi de nori. Norii mai pot prezenta unele caracteristici particulare, determinate de modul diferit de aranjare a elementelor ce-i constituie, precum şi de gradul de transparenţă din ansamblul lor. Asemenea caracteristici se definesc prin *varietatea norilor*.

O varietate determinată poate să apară la mai multe genuri de nori. De asemenea, acelaşi nor poate prezenta caracteristici aparţinînd mai multor varietăţi, caz în care, denumirea norului trebuie completată cu denumirile tuturor varietăţilor observate.

În continuare se menţionează principalele varietăţi.

Intortus (a răsuci, a întoarce, a învîrti) reprezintă varietatea de nori *Cirrus* ale căror filamente sînt încurbate foarte neregulat, adesea părînd încurcate într-un mod capricios.

Vertebratus reprezintă nori ale căror elemente sînt astfel aranjate încît aspectul lor este asemănător cu al unor vertebre, coaste sau a unui schelet de peşte, întîlnit cel mai des la norii *Cirrus*.

Undulatus sînt nori în bancuri, pînze ori pături, prezentînd ondulaţii. Aceste ondulaţii pot fi observate într-o pătură noroasă destul de uniformă, ori în norii compuşi din elemente separate sau sudate. Adesea se observă un sistem dublu de ondulaţii. Această varietate se observă mai ales la norii *Cirrocumulus, Cirrostratus, Altocumulus, Stratocumulus* şi *Stratus*.

Radiatus sînt nori sub formă de benzi lungi paralele, ori aranjaţi în benzi paralele, care, sub efectul perspectivei, par să conveargă către un punct al orizontului, sau, atunci cînd benzile traversează în întregime cerul, spre două puncte opuse ale orizontului, numite „puncte de radiaţie".

Varietatea aceasta este comună în special, norilor *Cirrus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus* şi *Cumulus*.

Duplicatus reprezintă straturi sau pături suprapuse de nori situate la niveluri puţin diferite şi adesea parţial sudate. Această varietate se observă cu deosebire la norii *Cirrus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus* şi *Stratocumulus*.

Dacă se face referire la transparenţa unor nori prin care se pot vedea anumiţi aştri, se utilizează varietăţile: *translucidus, perlucidus* şi *opacus*.

Dintre **particularităţile suplimentare ale norilor,** se menţionează:

Incus (nicovală) este partea superioară a unui nor *Cumulonimbus*, cu aspect neted, fibros sau striat.

Mamma (mamelă) sînt protuberanţe sub formă de mamelă, ciorchine de strugure, care atîrnă la suprafaţa inferioară a unui nor *Cirrus, Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Stratocumulus* şi mai ales *Cumulonimbus*.

Virga reprezintă trenele (dîrele) verticale ori înclinate de precipitaţii care pornesc de la baza norului, dar nu ating suprafaţa solului. Această particularitate se întîlneşte mai ales la norii *Cirrocumulus, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Cumulus* şi *Cumulonimbus*.

Arcus reprezintă un rulou orizontal şi dens, cu marginile mai mult sau mai puţin zdrenţuite, situat înaintea părţii inferioare a unor nori. Cînd ruloul este extins pe porţiuni mai mari, el are aspectul unui arc întunecat şi ameninţător. Este specific norului *Cumulonimbus*.

Nori — *anexă*

În unele împrejurări, bancurile, pînzele ori păturile principale de nori, sînt însoţite de alţi nori, în general mai mici, numiţi *nori-anexă*. Norii anexă pot fi separaţi de norul principal sau, uneori, sudaţi parţial cu acesta.

Norul principal, poate fi asociat cu unul sau mai mulţi nori anexă, situaţi la niveluri diferite, deasupra ori dedesubtul norului principal.

Dintre principalii nori-anexă se menţionează :

— *pileus*, sub formă de bonetă sau capişon la vîrful unui nor cumuliform ;

— *velum*, sub formă de văl noros, cu mare întindere orizontală, situat la partea superioară a unuia sau mai multor nori cumuliformi ;

— *pannus*, care reprezintă fragmente destrămate de nori, cîteodată formînd un strat continuu situat dedesubtul unui alt nor, cîteodată ataşat de acesta. Este frecvent în cazul norilor *Nimbostratus* şi *Cumulonimbus*.

Plafonul norilor. În clasificarea internaţională a norilor, se face o diferenţiere a acestora, în funcţie de înălţimea bazei lor deasupra suprafeţei solului. Această înălţime poartă numele de *plafonul norilor*.

Convenţional, partea atmosferei în care se observă de obicei norii, a fost împărţită în trei „etaje" : etajul superior, etajul mijlociu şi etajul inferior.

Pentru regimurile latitudinilor mijlocii, înălţimile aproximative ale limitelor etajelor, sînt următoarele :

— etajul superior, de la 5 la 13 km ;

— etajul mijlociu, de la 2 la 7 km ;

— etajul inferior, de la suprafaţa terestră la 2 km.

Din categoria norilor înalţi fac parte norii : *Cirrus, Cirrocumulus* şi *Cirrostratus* ; din categoria celor mijlocii fac parte norii *Altocumulus*, iar din stratul (etajul) inferior, norii joşi *Stratocumulus* şi *Stratus*.

Celelalte genuri de nori pot fi extinşi pe cel puţin două etaje (*Altostratus, Cumulus*) sau în toate trei etajele, cum sînt norii *Nimbostratus* şi *Cumulonimbus*.

5. Nebulozitate. Plafonul norilor

Prin nebulozitate se înţelege gradul de acoperire al cerului cu nori. Ea se exprimă în zecimi sau optimi din bolta cerească în care se găsesc norii, exprimarea făcîndu-se după un anumit cod internaţional.

În practica meteorologică se deosebesc: nebulozitatea parţială, sau nebulozitatea norilor inferiori, şi nebulozitatea totală, care exprimă totalitatea norilor prezenţi în aerul atmosferic, la un moment dat.

a. **Variaţia diurnă şi anuală a nebulozităţii.** Deşi nu poate fi vorba de o anumită regularitate a apariţiei unor anumite genuri de nori, în decurs de 24 h sau într-un an, se poate totuşi remarca o variaţie diurnă şi anuală a nebulozităţii.

În decurs de 24 h, nebulozitatea cunoaşte două valori maxime: una în primele ore ale dimineţii şi alta după amiaza. Există anumite genuri de nori *(Stratus, Stratocumulus* şi *Altocumulus)* care apar mai frecvent noaptea sau în primele ore ale dimineţii.

În timpul zilei, deasupra uscatului, este frecventă formarea norilor *Cumulus,* a căror dezvoltare maximă se produce după amiaza.

Deasupra întinderilor mari de ape, variaţia diurnă a nebulozităţii este inversă celei de pe uscat: norii convectivi apar noaptea, ziua predominînd genurile *Stratus* şi *Stratocumulus.* Fenomenul se explică prin caracterul termic al suprafeţelor de apă din cursul nopţii (mai caldă) în raport cu uscatul (mai rece).

Variaţia diurnă a nebulozităţii este influenţată considerabil de anotimpuri. Iarna, cînd umezeala relativă este mai mare, în primele ore ale zilei predomină nebulozitatea stratiformă. În anotimpul călduros, nebulozitatea este mai redusă dimineaţa şi mai accentuată după amiaza, datorită convecţiei diurne.

Variaţia anuală a nebulozităţii este puternic condiţionată de condiţiile locale. La latitudinile mijlocii, valoarea maximă a nebulozităţii se înregistrează iarna, iar valoarea minimă, vara. În zona montană se remarcă două valori maxime (martie şi decembrie) şi două valori minime (ianuarie şi august).

Pe suprafaţa globului, zona cu nebulozitatea cea mai ridicată este regiunea ecuatorială. În regiunea tropicelor, unde predomină un cîmp de presiune atmosferică ridicată şi suflă alizeele, nebulozitatea este mai redusă, mai ales în zona deşerturilor continentale.

b. **Determinarea plafonului norilor.** În practica meteorologică şi, în special, în asigurarea protecţiei meteorologice a navigaţiei aeriene, de o importanţă deosebită este plafonul norilor. Acesta poate fi determinat vizual sau instrumental. În mod mai subiectiv, plafonul norilor poate fi şi calculat cu formule empirice sau semiempirice în care intră parametri meteorologici măsuraţi la suprafaţa solului.

Cele mai sigure metode sînt cele care se bazează pe sondajul cu balonul pilot sau pe măsurarea plafoanelor şi înregistrarea lor cu ajutorul ceilometrelor şi al ceilografelor.

Verificarea cunoștințelor

1. Care sînt condițiile fizice care favorizează condensarea vaporilor de apă din aerul atmosferic?
2. Explicați ce sînt nucleele de condensare, importanța și proveniența lor în atmosferă.
3. Care sînt procesele ce conduc la răcirea aerului atmosferic?
4. Ce se înțelege prin mișcări ascendente în atmosferă și care este profilul temperaturii aerului pe verticală în astfel de condiții?
5. Definiți principalele tipuri de stratificare termică a atmosferei.
6. Descrieți mecanismul formării cristalelor de gheață.
7. Ce este ceața? Cum se clasifică cețurile?
8. Analizați cazurile de ceață pe o perioadă de 2-3 ani de la o stație meteorologică unde faceți practica și încercați să delimitați cețurile de radiație de cele advective. Întocmiți un tabel comparativ, ilustrînd și valori ale altor parametri meteorologici.
9. Explicați procesul de condensare a vaporilor de apă din atmosfera liberă.
10. Întocmiți un tabel care să reflecte clasificarea norilor după diverse criterii.
11. Care sînt principiile de clasificare internațională a norilor? Ce este atlasul internațional de nori?

12. Urmăriți și notați, mai multe zile în șir, norii pe care-i observați. Comparați observațiile cu cele făcute la stația meteorologică.
13. Ce sînt nebulozitatea și plafonul norilor?

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 9

PRECIPITAȚIILE ATMOSFERICE

1. Generalități

Procesele de formare a norilor și a precipitațiilor sînt legate de natura și de dimensiunile nucleelor de condensare.

Nu toate particulele aflate în suspensie în aerul atmosferic constituie nuclee de condensare, chiar dacă este atinsă starea de saturație cu vapori de apă. Din categoria particulelor care nu constituie nuclee de condensare, fac parte ionii mici și particulele foarte mici.

Există în atmosferă și particule care favorizează depozitarea apei lichide în jurul lor, formîndu-se picături cu dimensiuni apreciabile, chiar înainte de atingerea stării de saturație. Dimensiunile acestor particule sînt notabile, ele avînd o mare afinitate pentru apă. Ele fac parte din *categoria particulelor higroscopice*. Din această categorie se menționează sărurile marine și unele produse de ardere care conțin sulf și oxid de azot.

În categoria nucleelor de condensare se pot include și particulele de praf sau nisip, dislocate de pe sol de către vînt. În jurul acestor nuclee pot să se condenseze vaporii de apă, dar numai în condițiile în care lipsesc alte nuclee de condensare, solubile în apă, din categoria celor amintite.

Dimensiunile și concentrația nucleelor de condensare din atmosferă determină dimensiunile și concentrația picăturilor ce se formează în jurul lor, influențînd astfel vizibilitatea orizontală și formarea precipitațiilor.

Starea de saturație se referă, în general, la o suprafață plană de apă pură. Dacă starea de saturație se atinge deasupra unei suprafețe evaporante, alta decît apa pură, tensiunea vaporilor de apă trebuie să fie mai mare decît aceea care corespunde unei suprafețe plane de apă pură, în aceleași condiții de temperatură.

Astfel, particulele fine de apă ce constituie ceața sau norii nu sînt formate din apă pură, iar suprafața lor nu este plană.

Se poate demonstra că tensiunea vaporilor de apă saturanți E deasupra unei soluții saline este mai mică decît aceea care corespunde unei suprafețe de apă pură E_a. Se poate scrie

$$\frac{E_s}{E_a}=\frac{M_a}{M_a+M_s},$$

unde :

M_a este masa apei ;

M_s — masa soluției de sare.

Dealtfel, tensiunea vaporilor saturanţi în prezenţa unei suprafeţe curbe, ca aceea a unei picături de apă, este mai mare decît aceea care corespunde unei suprafeţe plane. Tensiunea vaporilor de apă saturanţi E_r pentru o picătură de rază r este legată de tensiunea E_p pentru o suprafaţă plană, printr-o relaţie de forma

$$\frac{E_r}{E_p} = \frac{2\,\varepsilon}{r \cdot \rho_v \cdot R_v T},$$

unde:

ε este tensiunea superficială;

ρ_v — densitatea apei;

R_v — constanta gazelor, în cazul vaporilor de apă.

Tensiunea superficială şi densitatea apei au o variaţie mică, în funcţie de temperatură. În condiţiile unei temperaturi constante, membrul al doilea al relaţiei nu depinde decît de raza picăturii şi anume este invers proporţional.

Deoarece toţi termenii din partea dreaptă a semnului egalităţii a relaţiei sînt pozitivi, înseamnă că raportul E_r/E_p este mai mare ca unitatea. Rezultă că acest raport devine cu atît mai mic cu cît raza r a picăturii este mai mare. Pentru picăturile mari, tensiunea vaporilor saturanţi E_r tinde să descrească pînă la valori apropiate de E_p, care corespund unei suprafeţe evaporante plane.

2. Mecanismul formării precipitaţiilor

Pentru a putea avea precipitaţii din nori, este necesar ca picăturile de apă să aibă o anumită dimensiune, deci o anumită greutate, cu care înving forţele ce o menţin în masa norului şi cad sub acţiunea forţei gravitaţionale. Cunoaşterea modului de creştere a dimensiunii particulelor ce formează norii permite înţelegerea mecanismului formării precipitaţiilor atmosferice.

Cele mai eficiente nuclee de condensare sînt cele formate din cristale de sare. Efectul sării, în soluţie, în picăturile de apă, este de a menţine o tensiune a vaporilor superioară celei corespunzătoare apei pure, în timp ce curbura picăturilor tinde spre valori ce corespund suprafeţelor plane.

De exemplu, în cazul unui cristal de sare, de rază 0,1 µm, pe care a început procesul de condensare al vaporilor de apă, la început, datorită salinităţii, se produce o creştere rapidă a picăturii pînă în momentul în care raza acestuia atinge dimensiunea de 1 µm. În acest moment, soluţia devine prea diluată pentru o creştere tot aşa de rapidă a picăturilor. În timpul creşterii dimensiunilor, tensiunea vaporilor de apă în vecinătatea picăturii este determinată de acţiunea salinităţii şi razei de curbură a suprafeţei picăturii. La început, se manifestă cu pregnanţă efectul salinităţii care, în momentul în care raza picăturii atinge 0,5 µm, începe să fie compensat de efectul curburii suprafeţei picăturii. În momentul în care raza picăturii începe să crească, depăşind 0,5 µm, influenţa curburii este predominantă, tensiunea vaporilor de apă care este în echilibru cu picătura lichidă fiind cu puţin mai mică ca tensiunea vaporilor saturanţi deasupra unei suprafeţe plane. Efectul curburii picăturii începe să se micşoreze pe măsura creşterii dimensiunilor picăturii, devenind, neglijabil, atunci cînd raza picăturii atinge cîţiva µm. Pentru ca picăturile să poată depăşi dimensiunile de 0,5 µm, trebuie să existe o stare de uşoară suprasaturaţie. Această suprasaturaţie este posibilă în condiţiile unui proces de răcire capabil să anihileze căldura latentă degajată prin procesele de condensare. În acest caz, picăturile pot creşte în dimensiuni, atingînd dimensiuni de la 0,5 µm la 10—20 µm.

Din determinări teoretice a rezultat că procesul de creştere a dimensiunilor particulelor în nori durează numai cîteva secunde. Creşterea picăturilor pînă la dimensiunile picăturilor de ploaie, este mult mai lentă. Este necesar un interval de timp de circa 24 h pentru atingerea unor astfel de dimensiuni. Teoria aceasta ar putea să explice formarea picăturilor de burniţă cel mult. Pentru a putea explica formarea picăturilor mari de ploaie, ce caracterizează în general aversele, este nevoie şi de alte argumente. Acestea sînt *cristalele de gheaţă* ce intră alături de picăturile lichide, în componenţa norilor, mai ales a celor de dezvoltare verticală, care, la cîteva ore după formare, pot favoriza căderea averselor.

Cristalele de gheaţă pot lua naştere în atmosferă pe două căi: îngheţarea apei lichide; depunerea vaporilor de apă pe cristale de gheaţă preexistente.

După cum se ştie, apa îngheaţă normal la temperatura de 0°C. În anumite condiţii, apa îşi păstrează starea lichidă şi la temperaturi negative. În absenţa unor nuclee ce formează gheaţa (de congelare), apa pură rămîne în stare de *suprarăcire (suprafuziune)* la temperaturi ce pot atinge şi —40°C. Prezenţa, în norii micşti, a unor picături de apă suprarăcită, constituie principala sursă de formare a cristalelor de gheaţă şi, în ultimă instanţă, a grindinei.

Transformarea directă a vaporilor de apă în cristale de gheaţă, prin procese de sublimare, este mult mai dificilă în atmosferă, în primul rînd pentru că este foarte greu să se atingă starea de saturaţie a vaporilor de apă în raport cu gheaţa. În ultimă instanţă, cristalele de gheaţă ajung să se formeze tot din picăturile de apă suprarăcită, care vin în contact cu nucleele de congelare.

a. **Teoria lui Bergeron.** Meteorologul suedez T. Bergeron a propus un mecanism care explică creşterea dimensiunilor cristalelor de gheaţă în norii reci, micşti, adică în condiţiile existenţei picăturilor de apă suprarăcită. În unele manuale de fizică se utilizează un termen, poate mai corect, de apă *subrăcită*.

Pentru a înţelege mai bine acest mecanism, se dau în tabela 13, cîteva valori ale tensiunii de saturaţie a vaporilor de apă, în raport cu o suprafaţă de apă şi cu o suprafaţă de gheaţă.

Se poate remarca că pentru aceeaşi temperatură, tensiunea vaporilor saturanţi este mai mică deasupra unei suprafeţe plane de gheaţă decît deasupra unei suprafeţe plane de apă.

Tabela 13

Tensiunea vaporilor saturanți deasupra unei suprafețe plane de apă și de gheață

	Tensiunea, în mb				
Temperatura, în °C	—40	—30	—20	—10	0
Deasupra gheții	0,128	0,380	1,032	2,597	6,106
Deasupra apei	0,189	0,509	1,254	2,862	6,107

În 1911 Wegener a emis ipoteza că într-un nor mixt, tensiunea vaporilor trebuie să se echilibreze la o valoare intermediară între tensiunea de saturație deasupra gheții și cea deasupra apei. Această ipoteză a fost însușită, în 1933, de Bergeron, pentru a explica creșterea dimensiunilor cristalelor de gheață în norii micști.

În condițiile existenței unui cristal de gheață alături de o picătură de apă suprarăcită, se creează un dezechilibru, deoarece tensiunea vaporilor nu este saturantă pentru picăturile lichide care, firesc, se evaporă. În același timp, tensiunea vaporilor de apă este superioară tensiunii saturante în raport cu gheața. Vaporii de apă, deci, se vor transforma direct în gheață, depunîndu-se pe cristalele de gheață preexistente. De aici rezultă că cristalele de gheață vor crește în dimensiuni, în detrimentul picăturilor de apă.

Pentru temperaturi puțin mai coborîte de 0°C, viteza de creștere a cristalelor de gheață în norii micști este puțin diferită de aceea a picăturilor de apă. Pentru temperaturi sub — 10°C, cristalele de gheață cresc mult mai repede decît picăturile de apă. Randamentul cel mai mare se obține la temperaturi apropiate de —15°C. Și acesta ar fi unul din motivele pentru care, pe diagramele aerologice, se indică înălțimea izotermelor de 0°C și de — 10°C.

Deseori se afirmă că fiecare picătură de ploaie, a fost, inițial, într-un nor mixt, un cristal de gheață. În aceste condiții, ar însemna că fiecare nor din care cade ploaie ar trebui să se situeze mult deasupra izotermei de 0°C. Lucrurile nu stau însă așa. Puternicele averse tropicale, de exemplu, se produc din nori *Cumulonimbus*, ai căror *vîrfuri* se situează mult sub izoterma de 0°C.

Aceasta înseamnă că teoria lui Bergeron este valabilă numai pentru o fază inițială de formare și de creștere a dimensiunilor cristalului de gheață, într-un nor mixt. Există, deci, în mecanismul formării precipitațiilor și alte fenomene sau procese care contribuie la creșterea dimensiunilor particulelor lichide sau a cristalelor de gheață.

b. **Creșterea picăturilor prin ciocnire.** Particulele noroase de diverse dimensiuni se reunesc, formînd particule mai mari, prin procese de *ciocnire*.

Există trei categorii de procese de ciocnire :

— *coalescența,* ce se manifestă numai la particulele lichide. Particulele lichide, prin ciocnire, se contopesc, cele mai mici intrînd în cele mai mari. Se formează, astfel, picăturile de burniță sau ploaie ;

— *asocierea,* prin care ciocnirea dintre cristalele de gheață conduce la formarea fulgilor de zăpadă ;

— *givrajul,* care este procesul ce se petrece în norii micști, atunci cînd cristalele de gheață se ciocnesc cu picăturile de apă suprarăcită. In condițiile stricării bruște a echilibrului de fază al apei suprarăcite, pe cristalele de gheață se formează excrescențe neregulate de gheață. Astfel, se formează grăuntele de gheață, măzărichea, poleiul și grindina.

În momentul atingerii unor dimensiuni, picăturile de ploaie sau fulgii de zăpadă încep să cadă, la început în masa norului, apoi către sol. În cădere, viteza lor se accelerează sub acțiunea forței de gravitație. Rezistența aerului, însă, echilibrează, la un moment dat, căderea liberă, deci, greutatea particulelor, viteza lor devenind constantă. Aceasta este *viteza limită de cădere* a particulelor.

Particulele fiind de dimensiuni foarte diferite au și viteze de cădere diferite. În masa norului, o particulă de dimensiuni mai mari, întîlnește alte particule mai mici, pe unele dintre ele absorbindu-le.

Din ultimele cercetări a rezultat că numai particulele cu o rază mai mare de 18 μm colectează eficient, în cădere, picături mai fine. În aceste condiții, este puțin probabilă ciocnirea prin coalescență pentru producerea de picături mari dacă în nor nu există picături inițiale cu raza mai mare de 18 μm. Cele mai multe particule de acest fel le conțin norii care se formează în masele de aer maritim.

Particulele de precipitații pot să-și schimbe starea de agregare în timpul căderii. Particulele de gheață încep să se topească imediat ce coboară sub izoterma de 0°C și ating solul sub formă de picături de ploaie. În condițiile în care aerul de sub nor nu este saturat în vapori de apă, picăturile de ploaie pot să se evapore, iar cristalele de gheață să sublimeze. În aceste condiții, dimensiunile lor se pot micșora astfel, încît, în unele cazuri, ele nu pot să atingă solul (fenomenul de virga).

În cazul norilor cu mare dezvoltare verticală — *Cumulonimbus* —, caracterizați, printre altele, de puternice mișcări ascendente și descendente în masa lor, se produc, deseori, procese de ciocnire prin coalescență și, mai ales prin givraj. Bucățile de gheață ce se formează părăsesc, astfel, norul și cad la suprafața solului sub formă de grindină.

Mecanismul formării precipitațiilor în modul arătat exclude posibilitatea căderii de ploaie moderată ori puternică din norii situați sub punctul de îngheț, ci numai din norii ce se întind la înălțimi mari, unde temperatura coboară mult sub 0°C.

În unele scheme de formare a precipitațiilor, se delimitează cîteva stadii de dezvoltare a norului și, apoi, a precipitațiilor.

Aceste stadii ar fi : a) stadiul uscat ; b) stadiul de ploaie ; c) stadiul de grindină ; d) stadiul zăpezii.

Pentru primul stadiu, ascensiunea aerului umed nesaturat se face după adiabata uscată, gradientul vertical al temperaturii fiind de 1°C/100 m ascensiune. Cel de al doilea stadiu este situat între nivelul de condensare și înălțimea izotermei de 0°C, adică în domeniul temperaturilor pozitive. Al treilea stadiu se situează în jurul izotermei de 0°C și, în cazuri speciale, poate să se întindă și pînă la izoterma de —10°C. Ultimul stadiu este dispus numai în domeniul temperaturilor negative.

3. Forme de precipitaţii. Clasificarea precipitaţiilor

Picăturile de apă şi cristalele de gheaţă ce cad din nori pe suprafaţa terestră se numesc precipitaţii.

Cantitatea precipitaţiilor se defineşte prin stratul de apă ce s-ar forma după căderea precipitaţiilor pe o suprafaţă plană, considerată impermeabilă. Se exprimă în milimetri coloană de apă sau în litri pe metru pătrat. Intensitatea precipitaţiilor reprezintă cantitatea de apă căzută într-o unitate de timp, de exemplu, o oră.

a. **Forme de precipitaţii care iau naştere în atmosfera liberă.** După forma sub care cad se pot deosebi mai multe feluri de precipitaţii.

Burniţa reprezintă o precipitaţie fină, formată din picături foarte mici de apă, cu raza mai mică de 0,25 mm. Ea este specifică norilor din familia *Stratus* sau din disiparea ceţei. Intensitatea burniţei nu depăşesc 0,25 mm/h, viteza de cădere a picăturilor fiind de ordinul a 0,3—2 m/s ;

Ploaia este o precipitaţie lichidă, formată din picături de apă cu raza mai mare de 0,25 mm, mergînd pînă la 3—6 mm. Viteza de cădere a picăturilor de ploaie este de 4—8 m/s. Ploaia poate să cadă din norii *Nimbostratus*, *Cumulonimbus*, uneori din norii *Altostratus*, iar în zona de munte, chiar şi din norii *Cumulus humilis* sau *congestus*;

Zăpada este o precipitaţie solidă. Există o mare varietate de forme de fulgi de zăpadă, rezultate în urma cristalizării apei în sistemul hexagonal.

Dimensiunile fulgilor de zăpadă pot să atingă şi 4—5 cm — flocoane de zăpadă. Este o precipitaţie frecventă în anotimpul rece ;

Lapoviţa este o precipitaţie formată atît din fulgi de zăpadă, cît şi din picături lichide de apă. Face parte din categoria precipitaţiilor mixte ;

Măzărichea este o precipitaţie ce poate fi moale sau tare. Ea rezultă din îngheţarea fulgilor de zăpadă sau „granularea" acestora, adică îngheţarea picăturilor de apă pe fulgii de zăpadă ;

Grindina reprezintă boabele de gheaţă ce se formează în anotimpul călduros, în norii *Cumulonimbus*, ca urmare a dereglării echilibrului de fază al picăturilor de apă suprarăcite. Viteza de cădere a grindinii, concomitent cu ploaia, sub formă de aversă, este variabilă. Astfel, un bob de grindină cu raza de 6 mm cade cu o viteză de circa 10 m/s, un bob cu raza de 2,5 cm cu o viteză de 25 m/s, iar cel cu raza de 5 cm, cu o viteză de 45 m/s.

b. **Clasificarea precipitaţiilor** se poate face după diferite criterii de clasificare, mai mult convenţionale, şi anume :

1) După starea de agregare :
— lichide (ploaia, burniţa) ;
— solide (zăpada, măzărichea, grindina) ;
— mixte (lapoviţa) ;

2) După condiţiile de formare:
— convective (norii de dezvoltare verticală);
— frontale (ciclonice);
— musonice;
— orografice (de relief);
3) După intensitate:
— slabe, neînsemnate;
— moderate;
— puternice, abundente;
4) După modul în care cad în timp:
— continue (de front cald);
— intermitente;
— aversă (convective sau de front rece);
— burniţe.

În paragrafele anterioare s-au analizat precipitaţiile care iau naştere în nori, deci în atmosfera liberă.

c. **Precipitaţii care se formează pe sol sau pe obiectele aflate pe sol.** Din această categorie fac parte: roua, bruma, chiciura şi poleiul.

Roua şi bruma reprezintă produse de condensare ale vaporilor de apă pe sol sau pe obiectele aflate pe sol, ca urmare a unei răciri puternice, prin radiaţie nocturnă.

În condiţiile unui cer senin şi vînt slab, dacă starea de saturaţie se realizează la temperaturi pozitive, se produce roua, iar la temperaturi negative, bruma.

Cantităţile de apă, rezultate din aceste precipitaţii, nu depăşesc 0,1—0,3 mm. În decurs de 1 an, cantitatea de rouă căzută poate să totalizeze abia 10—30 mm pe m^2.

Chiciura constituie o depunere solidă, de culoare albă, cristalină, care se formează mai ales pe părţile ascuţite ale obiectelor şi, în special, pe conductoarele aeriene.

Cele mai consistente depuneri de chiciură se produc în condiţii de ceaţă şi la temperaturi sub zero grade. Dacă bruma se depune numai noaptea sau în primele ore ale dimineţii, chiciura se poate depune în orice moment al zilei sau al nopţii.

Poleiul reprezintă o depunere transparentă de gheaţă pe sol sau pe obiectele aflate pe sol. El se formează prin căderea picăturilor de apă suprarăcită pe o suprafaţă mai caldă sau prin căderea unei ploi calde pe o suprafaţă puternic răcită. Este un fenomen frecvent anotimpului rece. Depunerea de polei se poate produce şi din ceaţa care precipită burniţă.

4. Variaţia zilnică şi anuală. Repartiţia pe glob

a. **Variaţia precipitaţiilor.** Precipitaţiile atmosferice reprezintă parametrul meteorologic cu cea mai mare variabilitate, în timp şi spaţiu. Această variabilitate mare este condiţionată de marea diversitate de repartiție a factorilor termici și dinamici care condiționează formarea norilor.

Variația zilnică a cantității de precipitații este foarte diferită de la o regiune la alta. În cazul variației zilnice se disting două tipuri: tipul continental și tipul maritim.

În tipul continental, valoarea maximă a cantității de precipitații se produce în orele de după amiază, cînd intensitatea mișcărilor convective este maximă. Valoarea minimă se înregistrează aproape de miezul nopții. În afara acestor două valori extreme, se mai produce un maxim secundar în orele de dimineață și un minim secundar înainte de amiază.

În tipul maritim, valoarea maximă a cantității de precipitații se produce noaptea sau dimineața, iar valoarea minimă în orele de după amiază.

Cantitatea de precipitații care cade într-un an diferă de la un anotimp la altul și de la o regiune a globului la alta. De exemplu, în regiunea ecuatorială, variația anuală a cantității de precipitații este analoagă variației temperaturii aerului, adică, cu două valori maxime la sfîrșitul lui martie și septembrie (după echinocții) și cu două valori minime la sfîrșitul lui iunie și decembrie (după solstiții). Mai exact, cele mai mari cantități de precipitații se înregistrează în lunile aprilie și noiembrie, iar cele mai mici în iulie și ianuarie.

În zona tropicelor, există patru luni de vară, ploioase, în rest vremea rămînînd uscată. În zona ploilor musonice, jumătate din an este ploios, iar jumătate secetos, numărul lunilor cu ploaie fiind de 4—6, iar dintre acestea, în 2—3 luni plouă în fiecare zi.

În zona subtropicală, în regiunea pustiurilor, cantitățile de precipitații, în decurs de un an, sînt extrem de reduse.

La latitudinile mijlocii și mari, deasupra oceanelor, cantitatea maximă de precipitații se produce iarna, iar cantitatea minimă, vara. Pe continente este invers.

b. **Repartiția precipitațiilor pe glob.** Pentru cunoașterea repartiției precipitațiilor pe glob se întocmesc hărți cu izolinii care delimitează zonele cu aceeași cantitate de precipitații, numite *izohiete*.

Distribuția medie a cantităților de precipitații, în funcție de latitudine, în emisfera nordică, în decurs de un an, este:

Latitudinea	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°	Media
Cantitatea, în mm/m²	1 450	840	590	660	740	630	270	770

Cele mai mari cantități se înregistrează în zona ecuatorială, unde, în medie, cad 1 000—1 500 mm/m², atingînd pe alocuri, chiar 4 000 mm/m² (Insulele Havai). Pe măsura creșterii latitudinii, regimul precipitațiilor diminuează.

Valoarea maximă absolută a cantității de precipitații căzute într-un an s-a înregistrat la Cerapundji (in India), însumînd

12 700 mm/m^2, iar cea mai mică valoare, s-a înregistrat la Antofagasta (în Chile), egală cu 1 mm/m^2 într-un an.

În țara noastră, cele mai multe precipitații se înregistrează în zona montană. Cantitățile de precipitații totalizează și depășesc aici 1 100—1 200 mm/m^2 într-un an. În zona de cîmpie (Bărăgan) media anuală a precipitațiilor căzute variază între 500 și 600 mm/m^2, iar pe litoral și în Delta Dunării, cad cele mai mici cantități, cuprinse între 300 și 400 mm/m^2, într-un an.

De regulă, atunci cînd se vorbește despre precipitații, se fac referiri și la stratul de zăpadă.

Verificarea cunoștințelor

1. Explicați mecanismul formării precipitațiilor atmosferice și principalele teorii de fundamentare.
2. Întocmiți un tabel recapitulativ cu formele de precipitații și clasificarea lor. Completați tabelul cu alte clasificări pe care le cunoașteți.
3. Studiați variația zilnică și anuală a precipitațiilor atmosferice de la o stație meteorologică desemnată de profesor.

Capitolul 10

MIŞCĂRILE ORIZONTALE ALE AERULUI

Atmosfera pămîntului este în continuă mişcare. Efectul mişcării aerului atmosferic reprezintă *vîntul*. Cauza nemijlocită a mişcării aerului o constituie repartiţia neuniformă a presiunii atmosferice, condiţionată şi ea de încălzirea diferită a suprafeţei terestre şi, prin aceasta, a straturilor de aer situate deasupra.

Studiul mişcărilor din atmosferă permite stabilirea legilor de bază ale modificării stării timpului şi climei, constituind problema fundamentală a meteorologiei dinamice.

1. Principalele forţe care acţionează în atmosferă

În analiza mişcărilor aerului din atmosfera Pămîntului, interesează mai întîi forţele care acţionează asupra particulei de aer. Prin particulă de aer se înţelege o particulă sinoptică, adică un volum oarecare din atmosferă (masă de aer).

Forţele care acţionează în atmosferă pot fi grupate în două categorii : forţe de masă (volum) sau exterioare ; forţe de suprafaţă sau interioare.

Din prima categorie fac parte forţele care acţionează asupra fiecărui element de masă sau volum, independent de faptul că, în vecinătatea particulei studiate, există şi alte particule de aer. Din această categorie fac parte forţa de atracţie a Pămîntului şi forţele de inerţie din cadrul cărora interesează forţa deviatoare datorată rotaţiei Pămîntului şi forţa centrifugă.

Forţele de suprafaţă sau interioare definesc interacţiunea dintre un volum oarecare de aer şi mediul înconjurător. Din categoria unor astfel de forţe, care acţionează în atmosferă, interesează forţa gradientului baric sau forţa presiunii şi forţele de frecare.

a. **Forţa de atracţie a Pămîntului.** Acceleraţia gravitaţiei g reprezintă diferenţa dintre componentele normale ale forţei de gravitaţie dirijată spre centrul Pămîntului $\vec{F}$ şi ale forţei centrifuge C. Notin-

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

du-se aceste componente cu F_n și C_n pentru gravitația g, calculată pentru unitatea de masă (accelerația gravitațională) rezultă:

$$g = F_n - C_n.$$

Din figura 32 reiese că

$$F_n = K\,\frac{M}{a^2}\cos\gamma,$$

iar

$$C_n = C\cdot\cos\varphi = \omega^2\cdot a\cdot \mathrm{ccs}\,\varphi'\cdot\cos\varphi,$$

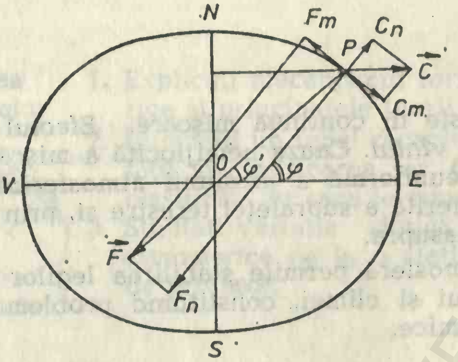


Fig. 32. Forța de atracție a Pămîntului.

unde:

K este constanta gravitației, egală cu $6{,}67\cdot10^{-8}\mathrm{cm}^3\cdot\mathrm{g}^{-1}\cdot\mathrm{s}^{-2}$;

M — masa Pămîntului;

a — distanța punctului analizat P față de centrul Pămîntului;

ω — viteza unghiulară de rotație a Pămîntului, egală cu $7{,}29\cdot10^{-5}\ \mathrm{s}^{-1}$;

φ — latitudinea geografică;

φ' — latitudinea geocentrică a locului;

$\gamma = \varphi - \varphi'$.

Datorită faptului că γ este foarte mic, se poate considera $\cos\gamma = 1$, $\varphi = \varphi'$ iar valoarea lui a ca fiind egală cu raza medie R a Pămîntului.

În aceste condiții, expresia pentru accelerația gravitațională devine:

$$g = K\,\frac{M}{R^2} - \omega^2\cdot R\cdot\cos^2\varphi.$$

Accelerația gravitațională mai poate fi exprimată și în funcție de geopotențialul G $\left(g = -\dfrac{\partial G}{\partial n}\right)$. Accelerația gravitațională variază cu înălțimea și cu latitudinea. La nivelul mijlociu al mării și la latitudinea $\varphi = 45°$, valoarea ei este $g = 980{,}62\ \mathrm{cm/s^2}$.

Valoarea forței centrifuge $\vec{C}$ este maximă la ecuator, unde are valoarea de $C_0 = 3{,}4\ \mathrm{cm/s^2}$, reprezentînd aici 1/280-a parte din $\vec{F}$.

b. Forța deviatoare datorată rotației Pămîntului. După cum se știe din mecanică, toate corpurile care se mişcă pe suprafața terestră sînt supuse unei accelerații relative — accelerația Coriolis —, determinată de rotația Pămîntului în jurul axei sale.

Forța lui Coriolis (forța geostrofică) este o forță de inerție. Ea acționează numai asupra particulelor aflate în mișcare și apare numai în cazul în care mișcarea este raportată la un sistem de coordonate imobil legat de Pămîntul în rotație.

Notîndu-se vectorul forței deviatoare datorate rotației Pămîntului prin $\vec{K}$ viteza unghiulară de rotație prin ω și viteza de mișcare prin $\vec{V}$ (viteza vîntului) rezultă

$$\vec{K} = -2\,[\vec{\omega}\cdot\vec{V}]$$

Componentele acestei forțe pe axele de coordonate se pot scrie în felul următor:

$$K_x = 2\,v\cdot\omega_z - 2\,w\cdot\omega_y\,,$$

$$K_y = 2\,w\cdot\omega_x - 2\,u\cdot\omega_z\,,$$

$$K_z = 2\,u\cdot\omega_y - 2\,v\cdot\omega_x\,,$$

unde u, v și w și ω_x, ω_y și ω_z reprezintă componentele vectorilor viteză $\vec{V}$ și $\vec{\omega}$ pe axele de coordonate.

În emisfera nordică această forță este orientată spre dreapta mișcării, iar în emisfera sudică spre stînga.

Dacă se raportează mișcarea la un sistem de coordonate standard, în care, din punctul P axa z este orientată pe verticală în sus, axa x de-a lungul paralelelor de la vest spre est și axa y de-a lungul meridianelor de la sud la nord, atunci $\omega_x = 0$, $\omega_y = \omega\cos\varphi$, $\omega_z = \omega\cdot\sin\varphi$.

În acest caz componentele forței Coriolis pe cele trei axe de coordonate sînt:

$$K_x = 2\,v\cdot\omega\sin\varphi - 2\,w\cdot\omega\cdot\cos\varphi\,,$$

$$K_y = -2\,u\cdot\omega\cdot\sin\varphi\,,$$

$$K_z = 2\,u\cdot\omega\cdot\cos\varphi\,.$$

Componenta verticală K_z depinde numai de componenta orizontală u a vitezei vîntului, orientată spre est sau spre vest și acționează în direcția forței gravitaționale (cînd $u < 0$) sau în sens contrar (cînd $u > 0$). Ca mărime, în raport cu g, valoarea lui K_z este de 10 000 de ori mai mică. Pentru acest considerent, această componentă nu prezintă importanță în studiul mișcărilor din atmosferă.

Cu totul altfel stau lucrurile cu componentele orizontale — K_x și K_y, ale forței Coriolis.

Deoarece componentele orizontale u și v ale vitezei de mișcare a particulelor de aer depășesc ca valoare cu mult valoarea componentei verticale w, ecuațiile scrise mai sus pentru K_x și K_y, pot fi scrise mai simplu sub forma

$$K_x = 2\,v\cdot\omega\cdot\sin\varphi\,,$$

$$K_y = -2\,u\cdot\omega\cdot\sin\varphi\,.$$

Componenta orizontală generalizată K va fi numeric egală cu

$$|\vec{K}| = K = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} = 2\,c\cdot\omega\cdot\sin\varphi,$$

unde :

$c = \sqrt{u^2 + v^2}$ şi constituie componenta orizontală a vitezei de mişcare, adică viteza vîntului V.

În forma cea mai uzuală, utilizată în meteorologie, forţa Coriolis se scrie :

$$\boxed{K = 2\,V\cdot\omega\cdot\sin\varphi,}$$

sau

$$K = l\cdot V,$$

unde :

$$l = 2\,\omega\cdot\sin\varphi$$

şi poartă numele de *parametrul Coriolis.*

În continuare se dau cîteva valori ale forţei Coriolis, calculate pentru unitatea de masă la diferite latitudini, considerîndu-se viteza vîntului egală cu 10 m/s :

φ, în grade	10	30	50	70	90
K, în cm/s²	0,025	0,073	0,112	0,137	0,146

Se observă că, numeric, valoarea lui K este foarte mică în raport cu cea a lui g.

Este important de reţinut însă că, forţa Coriolis, acţionînd perpendicular pe vectorul viteză al vîntului, fără a modifica valoarea acestuia din urmă, schimbă considerabil direcţia vîntului.

c. **Forţa gradientului baric G** (forţa presiunii) reprezintă forţa ce acţionează asupra unităţii de masă de aer, ca urmare a distribuţiei neuniforme a presiunii atmosferice.

Condiţia stării de echilibrare a unei mase de aer, ce este influenţată numai de forţa de atracţie a Pămîntului, poate fi ilustrată prin ecuaţiile (pentru o masă unitară) :

$$X - \frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial x} = 0;\quad Y - \frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial y} = 0;\quad Z - \frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial z} = 0,$$

unde :

X, Y şi Z reprezintă proiecţiile acceleraţiei gravitaţionale pe axele de coordonate ;

$-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial x}$, $-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial y}$ şi $-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial z}$ sînt proiecţiile pe aceleaşi axe, a forţelor presiunii hidrostatice, raportate la unitatea de masă.

Conform acestor ecuaţii, pentru echilibrul aerului este necesar ca forţa de atracţie a Pămîntului să fie echilibrată de forţa presiunii hidrostatice, exercitată de mediul înconjurător asupra particulei de aer.

Considerîndu-se axa Z verticală, iar planul xy orizontal,

$$X = Y = 0 \text{ şi } Z = -g.$$

În aceste condiții, ecuațiile scrise mai sus, devin:

$$-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial x}=0;\quad -\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial y}=0,\quad -g-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial z}=0$$

Pentru condițiile de echilibru în plan orizontal, este necesar ca presiunea să nu varieze în acest plan, adică

$$\frac{\partial p}{\partial x}=\frac{\partial p}{\partial y}=0.$$

O astfel de suprafață plană, în care nu există variații de presiune, poartă numele de *suprafață izobarică*. Repartiția neuniformă a presiunii atmosferice, conferă suprafețelor izobarice o structură și o formă complexă, cu un sistem de izobare, uneori destul de complicat.

Mărimea variației de presiune în planul orizontal, pe unitatea de distanță, la normala n la izobare, dirijată spre presiunea mai coborîtă, reprezintă *gradientul baric orizontal*, notat cu $-\frac{\partial p}{\partial n}$.

Ca unitate de distanță, în practică se ia valoarea unui grad de meridian, egală cu 111,2 km, presiunea aproximîndu-se în milibari. În aceste condiții, gradientul baric orizontal, exprimat în mb/grad meridian va fi 1 mb/1° = $0{,}9\cdot10^{-4}$ dyne/cm^2.

Vectorul forței gradientului baric se definește prin relația

$$\vec{G}=-\frac{1}{\rho}\Delta p,$$

avînd următoarele componente pe cele 3 axe de coordonate:

$$G_x=-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial x};\quad G_y=-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial y};\quad G_z=-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial z}.$$

Componenta orizontală a vectorului gradientului de presiune $\vec{G}$ este egală cu

$$\boxed{G=-\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial n}}$$

și reprezintă principala forță care condiționează mișcările orizontale ale aerului, adică vîntul.

d. **Forțele de frecare.** În deplasarea sa deasupra suprafeței terestre, aerul atmosferic ia contact cu diferite corpuri sau suprafețe rigide rezultînd astfel forțe de frecare, care se numesc în continuare, forțe exterioare. Pe de altă parte, între moleculele de aer însăși au loc contacte asociate cu forțe de frecare — forțe interioare. Ca și forțele de presiune, forțele de frecare sînt forțe de suprafață.

Frecarea exterioară este evidentă numai la suprafața Pămîntului, depinzînd de natura și de forma suprafeței terestre. Frecarea interioară se produce în toată masa atmosferei și, deoarece depinde de masa specifică a fluidului atmosferic, va scădea odată cu înălțimea, unde atmosfera este mai puțin densă. Turbulența aerului influențează mult frecarea interioară.

În legătură cu frecarea exterioară se poate arăta că forța de frecare $\vec{f}$ este proporțională cu viteza aerului și dirijată în sens opus acesteia. Componentele sale după axa x și y, sînt de forma:

$$f_x = k \cdot u \text{ și } f_y = -k \cdot v,$$

unde k este un factor de proporționalitate, denumit *coeficient de frecare*. Rezultanta forțelor de frecare se notează cu $\vec{F}$.

e. **Forța centrifugă** apare în cazul în care mișcarea se produce de-a lungul unor traiectorii curbilinii. Dacă raza de curbură a acestor traiectorii este r, iar viteza de mișcare, într-un punct oarecare, egală cu v, atunci forța centrifugă C se poate exprima prin relația:

$$C = \frac{v^2}{r}.$$

Pentru a se înțelege particularitățile unor mișcări ale aerului din atmosfera reală, se introduc unele simplificări, stabilindu-se astfel niște modele de atmosferă ideală.

Modelul geostrofic. Cel mai simplu este modelul geostrofic, în care se presupune că mișcarea se face în atmosfera liberă, deci nu există frecare exterioară, iar particulele de aer se deplasează în linie dreaptă și cu o viteză constantă, deci nu există accelerație.

În aceste condiții, asupra particulei în mișcare acționează forța deviatoare, datorată rotației Pămîntului, și forțele de presiune sau forța gradientului baric. Ecuația mișcării geostrofice este

$$K + \vec{G} = 0.$$

În figura 33 este reprezentată schema vîntului geostrofic, în contextul unor izobare rectilinii și paralele. Se poate observa ușor că

Fig. 33. Schema vîntului geostrofic.

forța gradientului baric este egală și de semn contrar cu forța Coriolis, situată la dreapta sensului de mișcare a aerului, adică la dreapta vîntului geostrofic V_g, care suflă paralel cu izobarele.

Viteza vîntului geostrofic V_g se poate calcula cu formula

$$V_g = \frac{1}{2\,\omega_z \cdot \rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} = \frac{1}{2\,\omega \cdot \sin\varphi \cdot \rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}.$$

Cunoscîndu-se că $2\,\omega \cdot \sin\varphi = l$ reprezintă parametrul Coriolis și că $\frac{\partial p}{\partial n} = G$ reprezintă forța gradientului baric, se poate scrie că

$$\boxed{V_g = \frac{G}{l \cdot \rho}.}$$

Numeric, considerîndu-se $\rho = 0{,}001\,276$ g/cm^3 atunci cînd $p = 1\,000$ mb și $t = 0$°C, iar $2\,\omega = 1{,}458 \cdot 10^{-4}$ s^{-1}, și exprimîndu-se gradientul baric orizontal în mb/grad meridian, se obține

$$V_g = \frac{4{,}8}{\sin\varphi} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}\ \text{m/s.}$$

Deoarece, însă, în meteorologie, densitatea aerului este un parametru care nu se măsoară direct, ci se calculează, folosind ecuația gazelor perfecte $p = \rho \cdot R \cdot T$, pentru calcularea vitezei vîntului geostrofic se poate folosi o relație de forma

$$\boxed{V_g = \frac{R \cdot T}{2\,p \cdot \omega \cdot \sin\varphi} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}.}$$

Această formulă arată dependența vîntului geostrofic de temperatură, presiune, gradientul baric și latitudinea locului. Astfel, în funcție de latitudinea locului, pentru $\frac{\partial p}{\partial n} = 1$ mb/111 km și $\rho = 1{,}293$ kg/m^3, viteza vîntului geostrofic va fi de 9,6 m/s la $\varphi = 30°$, de 6,8 m/s la $\varphi = 45°$ și de 5,5 m/s la $\varphi = 60°$ latitudine.

Vîntul geostrofic suferă modificări importante în condițiile variației densității aerului. De exemplu, pentru același gradient baric și aceeași latitudine, în anotimpul de vară, cînd densitatea ρ este mai mică, vîntul geostrofic va fi cu 10% mai intens decît iarna. Pentru calcularea practică a vitezei vîntului geostrofic, unii autori au conceput rigle speciale, denumite *rigle de gradient*, cu ajutorul cărora calculele se efectuează simplu și rapid.

Vîntul geostrofic este destul de apropiat de vîntul real numai în atmosfera liberă unde se poate neglija influența forțelor de frecare. Ca și în cazul vîntului geostrofic, vîntul real în apropierea solului este situat tot la dreapta forței gradientului baric, dar nu perpendicular pe aceasta, ci sub un unghi de 60—70°, ceea ce explică influența frecării turbulente asupra mișcării aerului.

O deosebire fundamentală apare între vîntul real și cel geostrofic la latitudinile joase. Pentru valori mici ale lui φ, noțiunea de vînt geostrofic își pierde sensul, deoarece pentru $\varphi \to 0$, viteza vîntului geostrofic $V_g \to \infty$, condiții în care forța Coriolis devine zero.

În legătură cu vîntul geostrofic, s-a enunțat *regula lui Buys-Ballot*, care spune că:

> **„în emisfera nordică, vîntul geostrofic este paralel cu izobarele, avînd la dreapta presiunea mai ridicată".**

În emisfera sudică este invers.

Vîntul de gradient. Alt model atmosferic este acela în care, mișcarea aerului se produce în atmosfera liberă, dar lipsind deci forțele de frecare, ea se realizează de-a lungul unor traiectorii curbilinii. În aceste condiții se formează *vîntul de gradient*.

În afara forței gradientului baric și a forței Coriolis, datorită faptului că mișcarea se efectuează de-a lungul unor izobare circulare, asupra particulelor de aer va acționa și forța centrifugă C.

În figura 34 sînt reprezentate cele două cazuri distincte pentru care se evaluează vîntul de gradient, și anume, în condițiile unei depresiuni barice sau ciclon și în condițiile unui maxim barometric sau anticiclon.

Cazul depresiunii barice. În acest caz, asupra particulei de aer acționează forța gradientului baric, orientată spre centrul depresiunii (de la presiune ridicată spre presiune mai joasă) și alte două forțe care o compensează pe prima, fiind orientate în sens contrar. Compensarea acestei forțe este valabilă pînă în momentul în care

$$\left|\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial r}\right| > \left|\frac{v^2}{r}\right|.$$

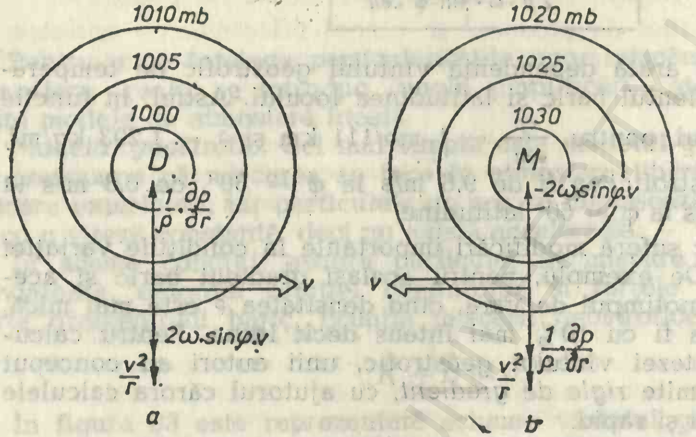

1010mb
1005
1000
D
$\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial r}$
v
$2\omega\cdot\sin\varphi\cdot v$
$\frac{v^2}{r}$
a
1020 mb
1025
1030
M
$-2\omega\sin\varphi\cdot v$
v
$\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial r}$
$\frac{v^2}{r}$
b

Fig. 34. Schema vîntului de gradient: *a* — într-o depresiune (ciclon); *b* — într-un maxim barometric (anticiclon).

Cunoscîndu-se expresiile pentru forțele *G*, *K* și *C*, se poate scrie ecuația vîntului de gradient sub forma

$$\frac{v^2}{r} + 2\,\omega\cdot v\cdot\sin\varphi = \frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial r}.$$

Cazul maximului barometric. În acest caz forța gradientului baric *G* este orientată în sens invers, dinspre centrul anticiclonului spre periferie și împreună cu forța centrifugă *C* echilibrează forța lui Coriolis, orientată spre centrul anticiclonului.

Ecuația vîntului de gradient, în acest caz este

$$-\frac{v^2}{r} + 2\,\omega\cdot v\cdot\sin\varphi = \frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial r}.$$

Pentru $r = \infty$, adică cazul izobarelor rectilinii, această ultimă ecuație devine ecuația vîntului geostrofic.

Forma generală a ecuației vîntului de gradient se poate scrie sub forma

$$v + \frac{v^2}{2\,r\cdot\omega} = \frac{1}{2\,\rho\cdot\omega_z}\cdot\frac{\partial p}{\partial r}.$$

Membrul din dreapta al egalității este expresia matematică a vîntului geostrofic.

Din analiza egalității de mai sus, rezultă că într-un anticiclon în care vîntul de gradient suflă în sensul acelor de ceas, de-a lungul izobarelor circulare, viteza lui este mai mare decît a vîntului geostrofic, în timp ce într-un ciclon (depresiune) vîntul de gradient ce suflă în sens invers acelor de ceas, de-a lungul izobarelor circulare, este mai mic ca viteză decît vîntul geostrofic.

Acest lucru rezultă și din figura 34 în care în cazul *b* la forța gradientului baric se adaugă forța centrifugă, în timp ce în cazul *a* ea se scade din aceasta.

Și în cazul vîntului de gradient se poate enunța regula lui Buys-Ballot, și anume :

a) într-o depresiune sau talveg depresionar, pentru aceeași latitudine și același gradient baric, viteza vîntului de gradient este mai mică decît cea a vîntului geostrofic, sau, intensitatea vîntului de gradient crește proporțional cu raza de curbură și atinge viteza vîntului geostrofic atunci cînd raza de curbură devine infinită (izobare rectilinii) ;

b) într-un anticiclon sau dorsală anticiclonică, viteza vîntului de gradient este mai mare decît cea a vîntului geostrofic, sau viteza vîntului de gradient descrește proporțional cu raza de curbură și atinge viteza vîntului geostrofic cînd raza de curbură devine infinită. Referitor la vîntul de gradient, se mai pot face cîteva precizări. Analizînd forțele care acționează asupra unei particule situată într-un anticiclon ($G = K - C$) se poate trage concluzia că la ecuator, unde forța lui Coriolis $K = 2\cdot w\cdot v\cdot \sin\varphi$ este apropiată de zero, existența unor anticicloni staționari deci a unui cîmp anticiclonic, nu este posibilă.

Relațiile scrise pentru vîntul de gradient mai pot fi scrise și sub alte forme. Cunoscîndu-se că $2\,\omega\cdot\sin\varphi = l$ (parametrul Coriolis) și că

$$\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial p}{\partial r} = 2\,\omega\cdot V_g \sin\varphi = l\,V_g,$$

se obține

$$\pm\frac{v^2}{r} + l\cdot v - l\cdot V_g = 0$$

Rezolvîndu-se această ecuație de gradul doi, se poate calcula viteza vîntului de gradient în cazul ciclonului și anticiclonului. Rădăcinile acestei ecuații, mai precis semnul cantității de sub radical, comportă discuții și precizări care fac obiectul meteorologiei dinamice.

2. Viteza și direcția vîntului. Structura vîntului

Așadar, deplasarea aerului în direcția orizontală are ca efect vîntul. Vîntul ca element meteorologic este foarte important. De el este legată advecția căldurii și a umezelii sau a frigului din alte regiuni, uneori destul de îndepărtate de punctul în care ne găsim. În diversitatea fenomenelor meteorologice, o importanță deosebită o prezintă și mișcările verticale ale aerului. Datorită lor se produce răcirea aerului și condensarea vaporilor de apă, atunci cînd mișcarea aerului pe verticală este ascendentă, și o încălzire a aerului asociată cu o disipare a norilor, atunci cînd mișcarea aerului este descendentă.

Vîntul se caracterizează prin două elemente: direcție și viteză.

Direcția vîntului reprezintă sectorul orizontului de unde suflă vîntul. În practica meteorologică, direcția vîntului se determină cu ajutorul rozei vînturilor, formată din 16 sectoare cardinale (fig. 35). Direcția vîntului mai poate fi exprimată în grade, înțelegîndu-se prin aceasta unghiul pe care-l face vectorul vînt cu nordul geografic. Unghiurile

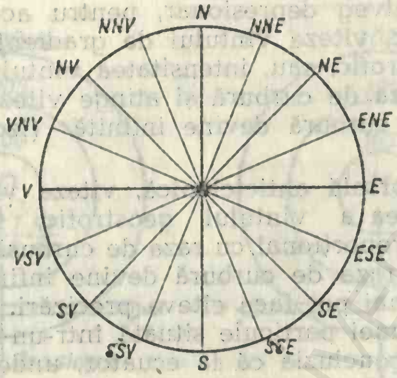


Fig. 35. Roza vînturilor pe șaisprezece direcții.

se consideră de la nordul geografic 0° în sensul acelor de ceas, ceea ce înseamnă, pentru direcția est — 90°, pentru direcția sud — 180°, pentru vest — 270°, iar pentru nord — 360°. Oricare altă direcție intercardinală, poate fi exprimată în grade.

Viteza vîntului se exprimă în metri pe secundă (m/s) sau în kilometri pe oră (km/h). Între aceste unități se stabilește ușor următoarele relații:

$$1\ \text{m/s} = 3{,}6\ \text{km/h}\ ;\ 1\ \text{km/h} = 0{,}278\ \text{m/s}$$

La stațiunile meteorologice care nu pot determina instrumental viteza vîntului, determinarea acesteia se face vizual; în acest caz, tăria vîntului se exprimă în *grade Beaufort*, luîndu-se în considerare efectul care-l are vîntul asupra diferitelor obiecte aflate pe sol.

Între gradele Beaufort și viteza vîntului exprimată în m/s se poate stabili o legătură (tabela 14).

De obicei, vîntul nu păstrează în decursul timpului aceeași direcție și intensitate. Uneori suflă cu aceeași intensitate și din aceeași direcție, alteori își schimbă intensitatea dintr-o clipă în alta, înregistrînd viteze de la 1—2 m/s la 10—15 m/s.

Tabelul 14

Grade Beaufort	Viteza vîntului, în m/s
0	0 — 0,5
1	0,6— 1,7
2	1,8— 3,3
3	3,4— 5,2
4	5,3— 7,4
5	7,5— 9,8
6	9,9—12,4
7	12,5—15,2
8	15,3—18,2
9	18,3—21,5
10	21,6—25,1
11	25,2—29,0
12	29,0

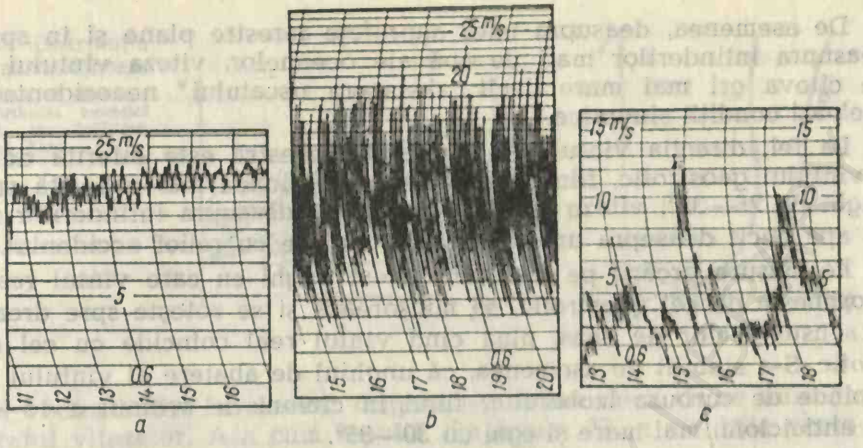


Fig. 36. Structura vîntului.

În cazul în care aerul se deplasează uniform, fără a-şi modifica direcţia şi intensitatea, se spune că este un *vînt laminar* (fig. 36, *a*).

În cazul în care direcţia şi intensitatea vîntului variază foarte mult dintr-un moment în altul, se spune că există *vînt turbulent* (fig. 36, *b*).

Dacă viteza vîntului prezintă mari variaţii într-un interval scurt de timp (5—10 min), se spune că există *vînt în rafale* (fig. 36, *c*).

Din înregistrările vitezei vîntului prezentate în figura 36 se poate observa, de asemenea, structura complexă a vîntului. Deosebit de neregulat ca direcţie şi intensitate este vîntul în preajma obstacolelor şi deasupra pădurilor, datorită forţelor de frecare care iau naştere la supnafaţa terestră. Aspectul pulsatoriu al vîntului depinde, de asemenea, de anotimp şi de ora din cursul zilei. Intensităţi maxime ale pulsaţiilor vîntului se observă primăvara, iar cele minime — iarna. În decursul unei zile, pulsaţia maximă se înregistrează la amiază, cînd convecţia termică este maximă, iar valoarea minimă se produce în cursul nopţii. Aspectul pulsatoriu al vîntului depinde şi de caracterul masei de aer.

3. Variaţia vîntului cu înălţimea

Datorită influenţei suprafeţei terestre, viteza vîntului real suferă modificări importante, pe măsură ce ne ridicăm în înălţime. În primele sute de metri şi, în general, în primii 1—2 km, adică în stratul limită, influenţa factorilor de frecare este considerabilă, atît asupra vitezei vîntului, cît şi asupra direcţiei sale.

În straturile inferioare ale atmosferei (500—1000 m), vîntul ce se observă în apropierea suprafeţei terestre, se deosebeşte de vîntul geostrofic, atît ca viteză cît şi ca direcţie. De exemplu, din datele de observaţie, rezultă că la înăţimea de 500 m viteza vîntului este de 2 ori mai mare decît la înălţimea giruetei (10 m).

De asemenea, deasupra unor suprafețe terestre plane și în special deasupra întinderilor mari de apă ale oceanelor, viteza vîntului este de cîteva ori mai mare decît deasupra uscatului neaccidentat, în aceleași condiții sinoptice.

La fel, direcția vîntului la suprafața terestră este diferită de cea a vîntului geostrofic, fiind abătută spre presiunea mai coborîtă cu un unghi de 25—35°, viteza lui fiind mai mică deasupra întinderilor mari de apă decît deasupra unei suprafețe terestre cu relief accidentat.

Pe măsura urcării pe verticală, acest unghi cu care vîntul real se deosebește de cel geostrofic, se micșorează și se rotește spre dreapta, în sensul acelor de ceas, pînă cînd vîntul real coincide cu cel geostrofic. S-a stabilit de asemenea, că unghiul de abatere al vîntului real depinde de curbura izobarelor, fiind în cicloni de ordinul a 15—20°, iar anticicloni, mai mare și egal cu 30—35°.

Pentru exprimarea variației vitezei vîntului cu înălțimea, se iau în considerare mai mulți factori și, mai ales, forțele de frecare. Legea care exprimă distribuția vitezei vîntului cu înălțimea, în straturile de aer din apropierea suprafeței terestre, se exprimă printr-o relație de forma

$$v\,(z) = \frac{v^*}{\varkappa} \ln \frac{z + z_0}{z_0},$$

unde :

$v^* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$ este așa-numita viteză dinamică sau viteză de frecare, τ_0 fiind tensiunea turbulentă tangențială a frecării, iar ρ — densitatea ;

$\varkappa$ — constantă, egală cu 0,38 ;

z_0 — nivelul solului ;

z — o înălțime oarecare în stratul limită.

Această lege este cunoscută sub denumirea de *legea logaritmică a distribuției vîntului în înălțime.*

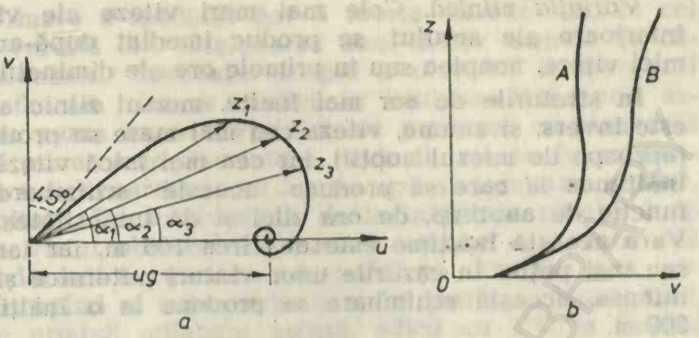
Din această lege rezultă că viteza vîntului crește rapid cu înălțimea pentru valori mici ale lui z, adică în apropierea suprafeței terestre, mai sus scăderea devenind din ce în ce mai lentă.

Spus altfel, dacă în axa absciselor luăm lnz, iar în axa ordonatelor viteza vîntului v, atunci se obține o dreaptă, dacă formula de mai sus este valabilă.

Practica demonstrează însă că legea logaritmică a distribuției vitezei vîntului cu înălțimea este valabilă numai într-o atmosferă termodinamic indiferentă ca stratificare, deci cînd $\gamma = \gamma_a$. În condițiile unei stratificări termice instabile, adică $\gamma \gg \gamma_a$ sau $\gamma \ll \gamma_a$, se produc abateri ale vitezei vîntului față de profilul logaritmic. Cu aceste probleme se ocupă, în detaliu, meteorologia dinamică.

În stratul turbulent al atmosferei, considerînd pentru mai multe înălțimi z (z_1, z_2, z_3...) din atmosferă mărimea vitezei vîntului și

Fig. 37. Distribuția vîntului cu înălțimea:
a — spirala lui Ekman ;
b — distribuția teoretică a vîntului în înălțime, după Ekman.



așezînd vectorii vînt în aceeași origine, se obține ceea ce se numește hodograful vitezelor. Așa cum rezultă din figura 37, *a* vîrfurile vectorilor se situează pe o spirală logaritmică.

Spirala care ilustrează variația vitezei și a direcției vîntului cu înălțimea, este cunoscută sub numele de spirala Ekman.

Unghiul $\Psi = 90° - \alpha$ reprezintă deviația vîntului față de direcția gradientului.

Înălțimea la care $\operatorname{tg} \alpha$ se anulează pentru prima dată reprezintă înălțimea de frecare și indică limita superioară a zonei turbulente. Ea se poate calcula cu relația

$$Z_t = \pi\sqrt{\frac{2k}{l}},$$

unde :

K este coeficientul difuziei prin turbulență;

l — parametrul Coriolis.

Înălțimea Z_t crește de la poli la ecuator, unde ar trebui să fie infinită, datorită valorii lui l.

Valorile vîntului deduse cu spirala lui Ekman, în general concordă cu datele de observație. Aceasta este valabil mai ales în stratul de aer cuprins între înălțimile de 20 și 1 000 m (mai rar 2 000—3 000 m).

În figura 37, *b* este reprezentată distribuția vitezei vîntului după Ekman, cînd gradientul baric este invariabil cu înălțimea (curba *A*) și cînd acesta crește liniar cu înălțimea (curba *B*). Tipul *A* de distribuție este caracteristic anotimpului de vară, iar tipul *B* celui de iarnă.

4. Variația diurnă și anuală a vîntului

Dintre elementele care caracterizează vîntul, numai viteza prezintă oscilații mai mult sau mai puțin regulate care apar în evidență, mai ales deasupra uscatului și în condițiile unui cer senin.

Variația zilnică. Cele mai mari viteze ale vîntului în straturile inferioare ale aerului se produc imediat după-amiază, iar cele mai mici viteze, noaptea sau în primele ore ale dimineții.

În straturile de aer mai înalte, mersul zilnic al vitezei vîntului este invers, și anume, viteza cea mai mare se produce în cursul nopții (aproape de miezul nopții), iar cea mai mică viteză în timpul amiezei. Înălțimea la care se produce această schimbare este variabilă în funcție de anotimp, de ora zilei și de intensitatea inițială a vîntului. Vara această înălțime este de circa 100 m, iar iarna de numai 50 m sau mai puțin. În cazurile unor vînturi puternice și al unei turbulențe intense, această schimbare se produce la o înălțime de aproximativ 300 m.

Variația anuală a vitezei vîntului se caracterizează prin foarte multe particularități, determinate de condițiile locale. Pe continente, valoarea maximă a vitezei vîntului se produce în lunile de vară, iar valoarea minimă, iarna.

Ca orice parametru meteorologic și viteza vîntului se caracterizează prin valori maxime deosebite. Cele mai mari viteze ale vîntului pe glob se înregistrează în timpul trecerii ciclonilor tropicali. De asemenea, vînturile sînt mai puternice în regiunea polilor decît în zona latitudinilor mijlocii. Cele mai puternice vînturi au fost observate în emisfera sudică, în Antarctica și pe țărmurile Americii de Sud unde viteza medie anuală a atins 22 m/s. Au fost și ani în care viteza medie anuală a atins 44 m/s, cu intensificări în timpul zilei de 90 m/s (324 km/h).

În țara noastră viteze deosebite ale vîntului se ating în timpul viscolelor (1954, 1964 și 1966), cînd viteza vîntului a atins și depășit 36 m/s și respectiv 45—55 m/s.

În zonele cu relief accidentat, unde vîntul se poate canaliza, viteza lui poate să atingă valori foarte mari. Astfel, în zona Oravița—Anina s-a depășit viteza de 50 m/s, iar recent, la Boița, a fost înregistrată o viteză și de 80 m/s.

5. Vînturi orografice. Feonul și bora

Influența obstacolelor orografice asupra regimului vîntului este foarte evidentă și se manifestă într-o mare diversitate de forme, în special în zona montană.

Apar astfel vînturi sau circulații cu caracter special, dintre care se menționează, ca reprezentative, feonul și bora.

a. Feonul. Prin feon sau circulația feonală se înțelege un vînt cald și uscat, ce suflă dinspre munte spre vale. În unele cazuri de feon, temperatura aerului poate să crească, în cîteva minute, în zonele de cîmpie, chiar cu 10°C, asociată cu o scădere a umezelii relative de cîteva zeci de procente. Efectele de feon pot fi resimțite aproape în toate zonele montane. În mod deosebit, el apare și este studiat în Alpi.

Condițiile de formare a feonului pot fi foarte diferite dar, în cel mai clasic mod, el rezultă din escaladarea unui masiv muntos de către o masă de aer umed. Explicația simplă a creșterii temperaturii aerului pe pantele de sub vînt se explică în felul următor: prin ascendența aerului pe panta expusă vîntului, se produce condensarea vaporilor de apă și punerea în libertate a căldurii latente de condensare. Deseori, după condensarea vaporilor de apă și formarea norilor, pot cădea și precipitații. De subliniat că, de la înălțimea nivelului de condensare pînă în vîrful obstacolului, răcirea aerului se realizează după adiabata umedă, adică cu circa 0,6—0,8°C pe fiecare sută de metri ascensiune. Începînd să coboare pe cealaltă pantă a obstacolului, aerul se încălzește urmînd adiabata uscată, adică cu 1°C la fiecare 100 metri ascendență (fig. 38).

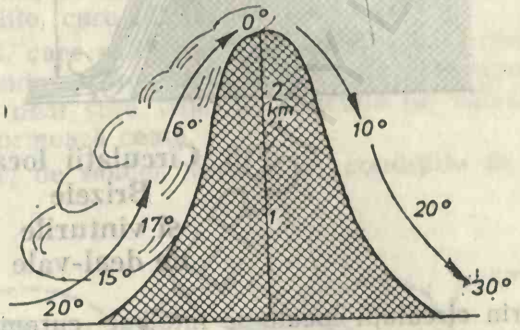


Fig. 38. Producerea feonului.

Căderea precipitațiilor pe panta de ascendență, micșorează umezeala masei de aer, iar prin încălzirea adiabatică pe panta de descendență, umezeala relativă scade și mai mult.

Dacă, de exemplu, înălțimea obstacolului este de 3 km, iar gradientul adiabatic umed al temperaturii aerului este de 0,6°C/100 m, atunci pentru o temperatură inițială de 20°C și un nivel de condensare situat la 500 m se obține, pe partea cealaltă a obstacolului, o temperatură a aerului egală cu 30°C.

Prin descendența adiabatică a aerului, temperatura potențială rămîne constantă, variația ei cu înălțimea putîndu-se calcula cu formula

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta}{T}(\gamma_a - \gamma).$$

Cu cît masa de aer este mai stabilă, cu atît valoarea lui γ este mai mică și deci temperatura potențială este mult mai mare la înălțime decît cea din straturile situate mai jos. Transportul acestei temperaturi potențiale, pe partea cealaltă a obstacolului, explică de altfel, încălzirea aerului și deci temperatura mai ridicată a feonului.

Efectul de feon este asociat cu o nebulozitate scăzută, de regulă cu un cer senin. De asemenea, în anumite perioade ale anului, la sfîrșitul iernii, efectele de feon pot produce topirea bruscă a stratului de zăpadă și, uneori, avalanșe.

b. **Bora.** Spre deosebire de feon, care este un vînt de munte cald, bora este un vînt de munte rece, care se formează mai ales iarna. Vîntul rece care coboară din munți determină condensarea bruscă a vaporilor de apă și formarea unui strat de polei sau de chiciură foarte gros. Cea mai cunoscută bora este cea de la Novorosiisk, temperatura aerului putînd să coboare în vale la —20°C, iar viteza vîntului putînd să atingă în mod excepţional şi 60 km/h (fig. 39). Numărul zilelor cu bora, în aceeaşi zonă, este de circa 50/an, bora fiind mai frecventă în perioada noiembrie-martie.

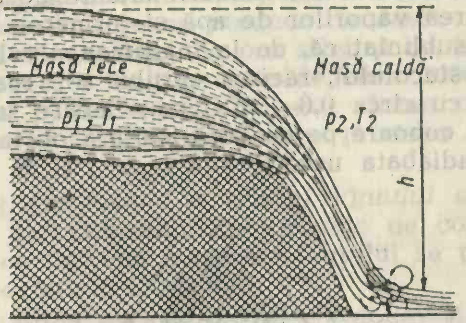


Fig. 39. Formarea borei.

6. Circulaţii locale. Brizele şi vînturile de deal-vale

Prin circulaţii locale se înţelege curenţii de aer care apar în anumite regiuni, sub acţiunea condiţiilor fizico-geografice locale. Apariţia unor gradienţi barici şi orizontali este condiţionată de o serie de factori dinamici şi de condiţiile termice.

După cum se ştie, scăderea presiunii cu înălţimea deasupra unor suprafeţe mai calde ale suprafeţei terestre se produce mai încet decît deasupra unor suprafeţe mai reci. În aceste condiţii, stratificarea termică verticală a aerului, precum şi distribuţia temperaturii vor fi diferite creîndu-se circulaţii închise ale aerului. Cele mai reprezentative sînt *brizele* şi *vînturile de deal-vale*.

a. **Brizele** sînt vînturi care iau naştere pe ţărmurile oceanelor, mărilor sau lacurilor, de două ori în 24 h. Ziua, ele suflă dinspre apă spre uscat, iar noaptea, dinspre uscat spre mare. Cauza formării brizelor o constituie încălzirea neuniformă a uscatului şi a apei în decursul zilei. Uscatul se încălzeşte ziua mai mult decît suprafaţa apei. Aerul cald ascendent este substituit de aerul mai rece, care vine de pe marea încălzită mai puţin. Se formează, astfel, un curent de aer care este *briza de zi* (fig. 40, *a*). Noaptea procesul este invers. Uscatul, răcindu-se mai repede decît suprafaţa apei, determină scurgerea aerului mai rece spre suprafaţa apei mai calde, unde ascendenţa aerului este maximă. Se formează astfel *briza de noapte* (fig. 40, *b*).

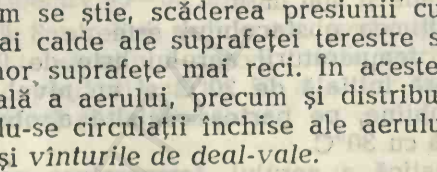


Fig. 40. Brizele.

Pe verticală, efectul brizei de zi se resimte la înălțimi de pînă la 1 000 m. Brizele de noapte se resimt la cel mult 100—200 m înălțime.

Din explicarea fenomenului, apare evident faptul că brizele sînt mai puternice acolo unde apar cele mai mari diferențe de încălzire ale uscatului în raport cu suprafața de apă.

Astfel de condiții optime sînt asigurate în regiunile tropicale unde brizele se produc tot anul. La latitudinile mijlocii, brizele sînt mult mai slabe și se observă numai vara.

b. **Vînturile de deal-vale** (vînturile de pantă) se formează în aceleași condiții ca și brizele și se datoresc încălzirii diferite a unor pante în raport cu văile care le închid. Ziua, vîrfurile dealurilor se încălzesc mai mult decît văile, care rămîn mai reci (fig. 41).

Se creează astfel vînturi, care suflă din vale spre culmile obstacolului. Noaptea, culmile răcindu-se mai mult decît văile, se creează un vînt de sens invers, de la deal spre vale. În punctele de întîlnire a acestor vînturi, deseori se formează ceață.

Vînturile de pantă apar, de obicei, vara și în condițiile de timp senin.

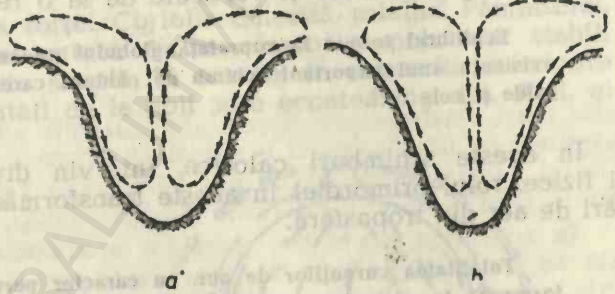


Fig. 41. Schema de formare a vînturilor de deal-vale: *a* — noaptea ; *b* — ziua.

Verificarea cunoștințelor

1. Enumerați principalele forțe care acționează asupra particulei de aer.
2. Definiți fiecare forță și exprimați-o analitic.
3. Care sînt caracteristicile modelului geostrofic de deplasare a aerului atmosferic ?
4. Ce este vîntul de gradient ?
5. Aplicați și explicați forțele ce acționează asupra particulei de aer într-un ciclon și într-un maxim barometric.
6. Ce știți despre vînt ? Analizați cîteva diagrame de vînt de la stațiile meteorologice.
7. Enumerați cîteva denumiri de vînturi locale pe care le cunoașteți, din zona geografică de unde proveniți.
8. Ce sînt brizele ? Dar vînturile de munte-vale ?

Capitolul 11

CIRCULAȚIA GENERALĂ A ATMOSFEREI

1. Generalități

Încălzirea neuniformă a scoarței terestre creează puternice contraste termice între ecuator și poli. Regiunile ecuatoriale și tropicale primesc, în medie, o cantitate de căldură de 8—10 ori mai mare decît regiunile polare. Legat de aceasta, și distribuția presiunii atmosferice va fi inegală, la diferite latitudini.

În contextul general al rotației Pămîntului și ținînd seama de diferențierile latitudinale ale temperaturii aerului, apar mișcări ale atmosferei, materializate prin perturbații și curenți de aer. Aerul atmosferic nu reprezintă, deci, un tot imobil, omogen și se caracterizează prin mișcări orizontale și verticale de la o regiune geografică la alta.

Echilibrul termic la suprafața globului nu se poate menține decît prin existența unui important schimb de căldură care se realizează între regiunile calde și cele reci.

În aceste schimburi calorice, intervin diverse procese mecanice și fizice, rolul primordial în aceste transformări revenind marilor mișcări de aer din troposferă.

Totalitatea curenților de aer, cu caracter permanent sau periodic, care se formează în atmosfera pămîntului, formează circulația generală a atmosferei.

Deplasarea maselor de aer, cu proprietăți diferite, de la o regiune geografică la alta, mijlocește schimbul permanent de căldură și umezeală între toate regiunile globului. Ciclonii și anticiclonii constituie, în mecanismul circulației generale, factorii motori ai deplasării aerului.

La ora actuală, problema circulației generale a atmosferei constituie una dintre cele mai importante probleme ale meteorologiei. Fără a cunoaște legile de dezvoltare a proceselor atmosferice, deci a legilor circulației generale a atmosferei, nu este posibilă interpretarea fizică a parametrilor meteorologici și, ca atare, prognozarea evoluției timpului. În ultimii ani, datorită progresului științei și tehnicii și, în particular, perfecționării metodelor de investigație și cunoaștere a atmosferei, s-au îmbogățit considerabil și cunoștințele în problema circulației generale a atmosferei.

Cu toate acestea, rămîn neelucidate încă multe probleme, în special structura intimă a mașinii termice a sistemului pămînt-atmosferă. Pentru acest considerent, Organizația Meteorologică Mondială a inițiat un vast program de cercetare globală a atmosferei — programul GARP, care, la finele anului 1980, va pune la dispoziția specialiștilor configurația reală a ansamblului circulației generale.

2. Cauzele circulației generale a atmosferei

Principalele cauze ale marilor mișcări din atmosfera Pămîntului, în apropierea suprafeței terestre sînt :

— mișcarea de rotație a Pămîntului ;

— repartiția neuniformă a energiei radiante pe suprafața Pămîntului și formarea unor diferențieri termice între poli și ecuator. Acest lucru atrage după sine și neomogenitatea cîmpului de presiune ;

— neomogenitatea suprafeței terestre.

Pentru formarea unei imagini cît mai precise asupra circulației generale a atmosferei, se analizează, mai întîi, două situații ipotetice și apoi, situația reală. Se presupune, deci, că :

— Suprafața Pămîntului ar fi imobilă și omogenă ;

— Suprafața Pămîntului ar fi omogenă și în rotație ;

— Suprafața Pămîntului este neomogenă și în mișcare de rotație (cazul real).

În primul caz, în lipsa forței Coriolis datorită rotației Pămîntului, datorită diferenței de temperatură dintre ecuator și poli, s-ar stabili o circulație generală foarte simplă, și anume, în straturile inferioare de aer curenții ar fi orientați de la poli spre ecuator (fig. 42). Aici, ei ar căpăta o mișcare ascendentă urmînd ca în păturile superioare ale atmosferei să se dirijeze dinspre ecuator spre poli, închizînd astfel un circuit. În această situație, repartiția presiunii atmosferice ar fi condiționată de repartiția temperaturii aerului pe suprafața Pămîntului. Presiunea atmosferică ar crește uniform de la ecuator spre poli, izobarele coincizînd cu paralelele geografice. Această schemă a circulației este ipotetică pentru că suprafața Pămîntului nu este nici omogenă și nici imobilă.

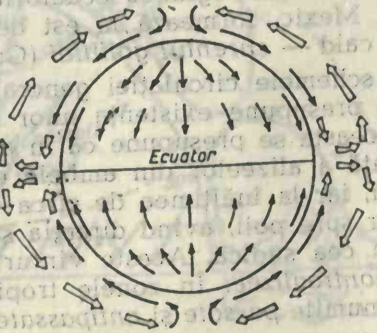


Fig. 42. Circulația generală în ipoteza Pămîntului omogen și imobil.

În al doilea caz, de asemenea ipotetic, cînd se presupune că suprafața terestră este omogenă dar în rotație, intervine un element nou. Acesta este forţa deviatoare a mişcării aerului, datorată mişcării de rotaţie a Pămîntului.

Diferenţele de presiune de la suprafaţa solului pun în mişcare aerul. Datorită forţei Coriolis, mişcarea aerului va fi deviată la dreapta în emisfera nordică şi la stînga în cea sudică (fig. 43). Între subtropice şi ecuator vînturile se orientează în emisfera nordică dinspre nord-est spre sud-vest iar în emisfera sudică dinspre sud-est către nord-vest. Către ecuator deci, converg vînturi care suflă permanent în această zonă. Aceste vînturi regulate se numesc *alizee*. Viteza lor mijlocie nu depăşeşte 5—6 km/oră.

Alizeele nu determină numai schimbul termic intertropical, ci mijlocesc în mare măsură transportul meridional al căldurii către latitudinile mari. Astfel, apele Oceanului Atlantic sub influenţa alizeelor, deplasîndu-se din regiunea ecuatorială în zona Mării Caraibilor şi către Golful Mexic, formează la est de Florida cel mai cunoscut curent marin cald — *curentul golfului* (Gulfstreamul).

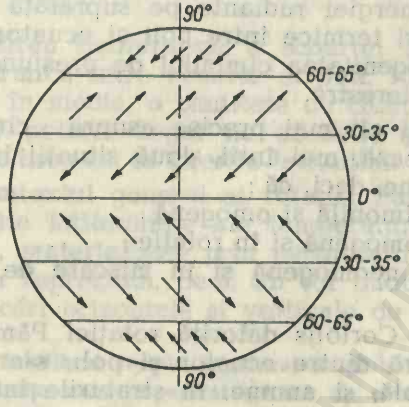


Fig. 43. Circulaţia generală în ipoteza Pămîntului omogen dar mobil.

În schemele circulaţiei generale a atmosferei admise la ora actuală se presupune existenţa unor inele închise ale circulaţiei termice. Prin aceasta se presupune că în apropierea ecuatorului are loc o convergenţă a alizeelor din ambele emisfere, se produce o ascensiune a aerului, iar la înălţimea de circa 4 km curenţii de aer diverg dinspre ecuator spre poli, avînd direcţia sud-vest în emisfera nordică şi nord-vest în cea sudică. Aceste vînturi regulate de altitudine au fost numite *contraalizee*. În zonele tropicale, alizeele şi contraalizeele mai sînt denumite *passate* şi *antipassate*.

În ultimii ani, ca urmare a măsurătorilor efectuate, s-au putut face unele precizări în legătură cu circulaţia aerului la latitudinile tropicale. Conform acestor date, în zona ecuatorială a emisferei nordice, vînturile de nord-est observate la suprafaţa solului nu se orientează înspre sud-vest la altitudine, aşa cum rezultă din consideraţiile teoretice anterioare, ci rămîn orientate cu direcţia est, pînă la o înălţime mai mare de 12 km. Spus altfel, contraalizeele nu au mai fost regăsite. Zona subtropicală de mare presiune atmosferică, de unde îşi au originea alizeele, nu reprezintă un tot continuu, uniform care înconjură ca un brîu globul terestru. În acest brîu există inele anticiclonice izolate, dispuse pe oceane sau pe continente, poziţia lor variind în spaţiu şi timp. Datorită acestui fapt, nici alizeele nu reprezintă un inel continuu uniform. În unele regiuni, ele nici nu se observă, menţionîndu-se în acest sens zona nordică a Oceanului Indian şi în nordul Australiei, sudul Americii de Sud şi în alte regiuni tropicale ale globului.

Interesant de remarcat este şi faptul că regiunea ecuatorială nu este o zonă favorabilă dezvoltării puternicilor curenţi ascendenţi. Datele experimentale şi cele climatice arată că la ecuator sînt mai frecvente şi predomină mişcările descendente. S-a stabilit, de asemenea, că în unele regiuni ale ecuatorului se observă vînturi de vest. Aceasta se explică prin distribuţia neuniformă a presiunii în regiunea ecuatorului, ceea ce creează vînturile care bat în direcţia gradientului baric (vînturi antitropicale). În realitate, circulaţia generală a atmosferei este mult mai complicată. Existenţa forţelor de frecare la suprafaţa Pămîntului, în condiţiile rugozităţii scoarţei terestre, repartiţia neuniformă a suprafeţelor de apă şi de uscat, imprimă mişcărilor aerului caractere zonale, contrare celor explicate anterior.

Pentru a se ilustra circulaţia generală a atmosferei, apropiată de cea reală, se prezintă o schemă, denumită *schema tricelulară* (fig. 44). După cum se poate observa, circulaţia generală constă din trei celule, şi anume: celula alizeelor şi a contraalizeelor, celula vînturilor de vest şi celula polară.

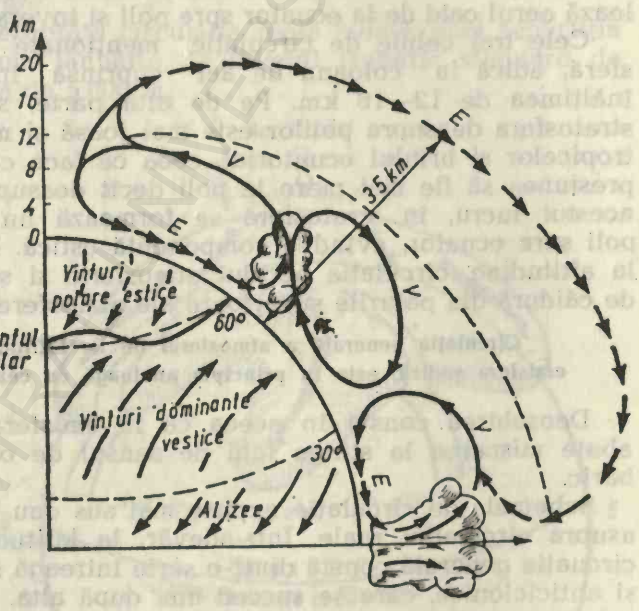


Fig. 44. Schema tricelulară a circulaţiei generale a atmosferei.

Procesele intense de evaporare şi cele de condensare măresc contrastul termic dintre masele de aer situate la diverse latitudini. În zona ecuatorială, în condiţiile unui aflux maxim de radiaţie solară, la care se adaugă căldura latentă rezultată în urma condensării vaporilor de apă, se creează o permanentă şi puternică mişcare ascendentă. Aerul cald urcă pe verticală pînă la mari înălţimi. De aici, aerul mai cald se orientează spre poli, căpătînd o componentă de la vest spre est. În acelaşi timp, urcînd şi îndepărtîndu-se de ecuator, aerul cald se răceşte şi începe să coboare spre suprafaţa Pămîntului.

Acumularea cea mai mare a acestui aer mai rece, la sol, se realizează la latitudinea de 30°, unde ia naștere brîul subtropical de mare presiune. De la acesta, circulația aerului se orientează pe două ramuri.

Una dintre ele, orientată de la est la vest, este dirijată spre ecuator, închizînd la sol inelul alizeelor, iar la altitudine pe cel al contraalizeelor. Cealaltă componentă, orientată de la vest spre est, traversează zonele temperate și se dirijează spre poli.

La latitudinile de 60—70°, această ramură întîlnește aerul foarte rece al calotelor polare, alunecînd deasupra acestuia, fiind mai cald. Aici se formează frontul polar, caracterizat prin puternice mișcări ascendente. Curenții de aer ascendenți, la înălțimea de 10—12 km se separă în două ramuri. Una coboară spre latitudinile mai joase și închide, la latitudinile de 30—40°, al doilea inel al circulației. Cealaltă ramură se orientează spre poli, formînd împreună cu curentul polar de nord al treilea inel de circulație — inelul polar.

Ambele ramuri, situate în atmosfera liberă, generează curenți zonali de vest, imprimînd formațiunilor barice de la sol o circulație predominantă de la vest la est, la latitudinile temperate și subpolare.

Circulația generală astfel prezentată, formată parcă din circuite închise, poate fi asemuită cu niște mașini termodinamice care vehiculează aerul cald de la ecuator spre poli și invers.

Cele trei celule de circulație menționate sînt valabile în troposferă, adică în coloana de aer cuprinsă între suprafața solului și înălțimea de 12—16 km. Pe de altă parte, se cunoaște faptul că stratosfera deasupra polilor este mai joasă și mai caldă decît deasupra tropicelor și brîului ecuatorial, ceea ce face ca, deasupra stratosferei, presiunea să fie mai mare la poli decît deasupra ecuatorului. Datorită acestui lucru, în stratosferă se formează un curent orientat de la poli spre ecuator, avînd o componentă estică. Prin aceasta se închide, la altitudine, circulația aerului atmosferic și se echilibrează schimbul de căldură din păturile superioare ale atmosferei.

Circulația generală a atmosferei de la latitudinile mijlocii și înalte din emisfera sudică, este în principiu analoagă cu cea din emisfera nordică.

Deosebirea constă în aceea că în emisfera sudică, forța Coriolis abate mișcarea la stînga față de sensul de orientare al gradientului baric.

Schemele de circulație expuse mai sus dau o imagine aproximativă asupra circulației reale. Într-adevăr, la latitudinile mijlocii și înalte, circuația generală constă dintr-o serie întreagă de formații depresionare și anticiclonice, care se succed una după alta. În general, această circulație complexă poate fi împărțită în două mari tipuri, și anume: circulație zonală și circulație meridianală.

Circulația zonală, efectuată de-a lungul paralelelor geografice, mijlocește transportul de aer de la vest spre est. Circulația meridianală efectuată de-a lungul meridianelor, este condiționată de activitatea ciclonilor și a anticiclonilor mobili.

În mod sugestiv, circulația generală a atmosferei poate fi asimilată unei convecții ce se efectuează în plan orizontal, avînd cîteva analogii cu convecția verticală.

Este important de reținut că, în mecanismul circulației generale, sînt antrenate în mișcare mase de aer ce se diferențiază prin proprietățile lor

termodinamice. În zona de contact a două mase de aer, cu proprietăţi termodinamice diferite, se creează suprafeţe de discontinuitate. Prin aceasta, iau naştere, la altitudine, suprafeţele frontale care, la intersecţia cu planul orizontal al hărţii, formează fronturile atmosferice.

În atmosfera terestră se deosebesc, aproape întotdeauna, cu caracter cvasipermanent, cîteva fronturi atmosferice, şi anume:

— *frontul arctic şi antarctic,* care separă aerul foarte rece al calotelor polare de aerul polar al latitudinilor mijlocii;

— *frontul polar,* care separă, în cele două emisfere, aerul polar relativ rece şi dens de aerul tropical, relativ cald şi mai puţin dens. Pe fronturile polare se nasc şi evoluează perturbaţiile atmosferice care, de regulă, condiţionează starea timpului la latitudinile mijlocii. În anumite împrejurări, fronturile polare se scindează, formînd fronturi derivate polare;

— *zona de convergenţă intertropicală* (*frontul intetropical* — FIT) corespunde zonei de convergenţă, către ecuator, a alizeelor din cele două emisfere. Frontul intertropical joacă un rol determinant în aspectul şi evoluţia timpului din zona tropicelor.

În figura 45 este reprezentată schema circulaţiei generale a maselor de aer în cele două emisfere.

În figura 46 este reprezentată circulaţia reală medie, deci repartiţia regimului vîntului, în luna ianuarie, la nivelul izobaric standard de 500 mb, adică la înălţimea de 5 000 m.

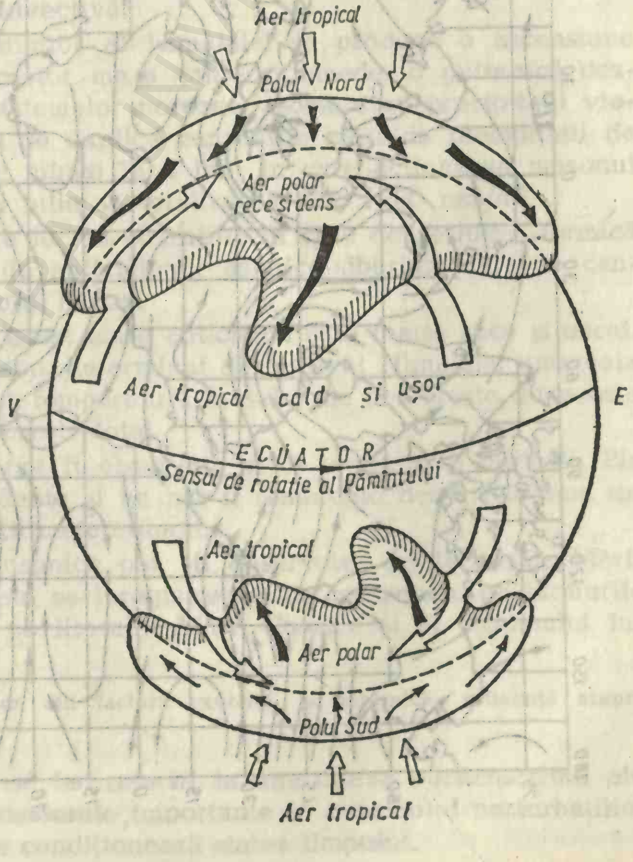


Fig. 45. Schema circulaţiei generale a maselor de aer în cele două emisfere.

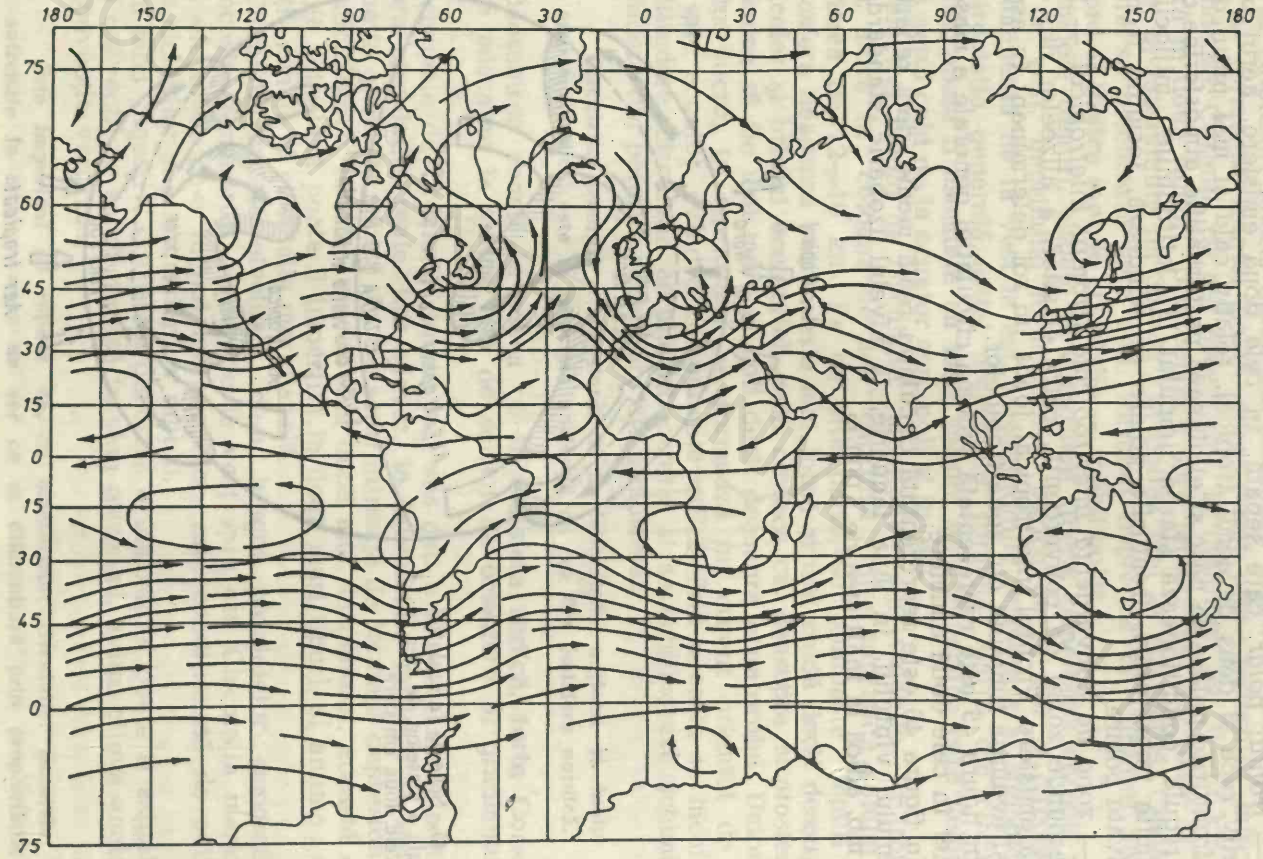

180
150
120
90
60
30
0
30
60
90
120
150
180
75
60
45
30
15
0
15
30
45
0
75

Fig. 46.
Vîntul la 500 mb, în luna ianuarie.

3. Circulația musonică

Schemele circulației generale a atmosferei descrise anterior nu pot explica decît în linii generale structura și aspectul curenților de aer la scară planetară. O influență hotărîtoare în ansamblul circulației o exercită continentele și oceanele, care, prin regimul lor termic diferit, creează o serie de particularități locale ale circulației. Una dintre aceste particularități este *circulația musonică*.

Musonii reprezintă vînturi sezoniere, care suflă vara dinspre ocean spre continent, iar iarna dinspre uscat spre ocean. Cauza formării lor este încălzirea diferită a suprafețelor de uscat și de apă. Grosimea verticală a acestui curent de aer atinge iarna circa 2 000 m, iar vara 4 000—5 000 m.

Circulația musonică este foarte evidentă în sudul Asiei, în partea nordică a Oceanului Indian, în Marea Arabiei și în Africa Occidentală. În aceste regiuni se formează iarna musonul continental de nord-est, iar vara musonul maritim (oceanic) de sud-vest.

Musonul de vară este condiționat de depresiunea termică asiatică situată deasupra Indiei și Birmaniei, care transportă aer de origine ecuatorială foarte cald și foarte umed, caracterizat printr-o puternică instabilitate convectivă.

Datorită masivului muntos al Himalaiei se produce o ascensiune forțată, orografică, a acestor mase calde și umede, o puternică dezvoltare pe verticală a sistemelor noroase, asociate cu precipitații violente și abundente. Așa se explică cantitățile mari de precipitații de la Cerapundji, totalizate numai în 6 luni în care acționează musonul de vară. Numai în luna iulie se totalizează aici 2 700 mm/m^2.

Musonul de iarnă are loc în condițiile în care depresiunea termică asiatică este înlocuită de anticiclonul asiatico-siberian, care se centrează în apropierea lacului Baikal.

Aerul „expulzat" de acest mare anticiclon este foarte rece și uscat. Datorită unui efect de feon, determinat de masivul Himalaia, umezeala sa scade și mai mult, iar temperatura maselor de aer crește. În aceste condiții, nebulozitatea lipsește total.

Circulații musonice pot fi observate și la latitudinile mijlocii. Ele sînt însă mai puțin evidente și nu pot fi remarcate decît analizînd un șir mai lung de observații meteorologice.

Astfel, circulații musonice pot fi observate pe țărmurile Mării Ohotsk. Musoni mai slabi se înregistrează, de asemenea, pe țărmurile Mării Negre (Caucaz), pe litoralul Mării Caspice și al Oceanului înghețat de Nord.

- **Musonii, alături de alți factori, exercită o puternică influență asupra climei.**

În cele ce urmează se fac referiri la alte cîteva particularități ale circulației generale, considerate importante în ansamblul perturbațiilor și curenților de aer care condiționează starea timpului.

4. Perturbațiile tropicale

Din categoria perturbațiilor atmosferice, bine definite și corespunzător justificate termodinamic la scară sinoptică, fac parte *undele ecuatoriale* și *ciclonii tropicali.*

a. Undele ecuatoriale. Deasupra oceanelor latitudinilor ecuatoriale, pot fi observate, aproape întotdeauna, perturbații cu caracter ondular, ce se deplasează de la est spre vest în zona alizeelor cu viteze cuprinse între 20 și 60 km/h. Aceste perturbații poartă numele de unde ecuatoriale sau *unde estice.* În figura 47 este reprezentată schematic, într-o zonă de lîngă Cuba — Oceanul Atlantic, modificarea alurei izobarelor la suprafața mării și a vîntului ce este asociat unei astfel de perturbații. Trecerea acesteia, determină o ușoară scădere a presiunii urmată de o creștere a acesteia, precum și de o rapidă rotire a vîntului din ENE spre NE și din SE spre ENE. Linia punctată, corespunde unui talveg și reprezintă, de fapt, un fel de front rece. De regulă, se produce o scădere cu 2—3° a temperaturii și, mai important, o ascendență, în partea sa posterioară, a aerului umed din stratul cuprins între 1,5 și 3 km. În aceste condiții se formează un sistem noros care determină producerea orajelor și a averselor de ploaie, destul de intense cîteodată, apoi ploaie continuă. În vecinătatea acestui front, predomină norii *Cumulus.*

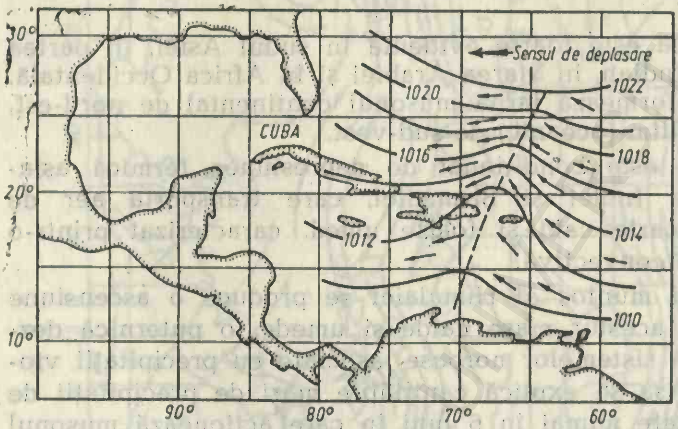


Fig. 47. Exemplu tipic de undă ecuatorială.

Intensitatea maximă a acestor perturbații se resimte între 3 și 5 km, ajungînd însă pînă la nivelul tropopauzei. Deasupra Oceanului Atlantic perturbațiile ecuatoriale sînt rare iarna și destul de frecvente vara.

b. Ciclonii tropicali. Aceste perturbații, extrem de violente și, din fericire, destul de rare, apar în ambele emisfere și aproape în exclusivitate, în perioada caldă a anului, deasupra întinderilor oceanice ecuatoriale, unde temperatura la suprafața apei este mai mare de

26°C, la latitudini cuprinse între 5° şi 20° (fig. 48).

Ciclonii tropicali pot fi împărţiţi în două grupe mari :

— *taifunuri*, în vestul Oceanului Pacific şi în Oceanul Indian ;

— *huricane*, în vestul Atlanticului de nord şi în estul Oceanului Pacific, lîngă coastele mexicane.

Taifunurile sînt mult mai frecvente decît huricanele, totalizînd circa 21 pe an în emisfera nordică şi 8—20 în cea sudică, faţă de numai 7 huricane pe an. Huricanele se produc, în 82% din cazuri, în perioada august-septembrie-octombrie, 32% dintre acestea producîndu-se în luna septembrie.

Structura ciclonului tropical. În faza sa de maximă dezvoltare, realizată în decurs de o săptămînă, ciclonul tropical se prezintă, pe o hartă sinoptică de sol, sub forma unei depresiuni foarte adînci, cu izobare aproape circulare şi concentrice, cu un diametru ce poate varia de la 100 km la 1 000 km, presiunea la centru fiind mai mică de 900 mb, iar la periferie fiind de ordinul 1010 mb. În aceste condiţii, aerul de la sol este antrenat într-o rotaţie ciclonică rapidă, asociată cu o puternică convergenţă spre centru, exceptînd zona centrală, unde vîntul este relativ calm (ochiul ciclonului). În contact cu suprafaţa oceanului, aerul este puternic umezit şi, prin ascendenţă brutală, se formează un sistem noros consistent, format prin excelenţă din nori *Cumulonimbus*, ce produc averse puternice de ploaie. Partea centrală a ciclonului, conţine o coloană de aer cu mişcări descendente, datorate se pare forţei centrifuge a aerului în rotaţie, coloană în care cerul este mult mai senin. Pe o fotografie, transmisă de un satelit, ochiul ciclonului apare ca un mic cerc, de culoare neagră (fig. 49).

În afara calmului central, viteza vîntului creşte de la periferie către centru, atingînd valori şi de 260 km/h faţă de 20 km/h cît are în centrul său. Întreaga structură a ciclonului este simetrică în jurul unei axe de revoluţie, practic verticală (fig. 50).

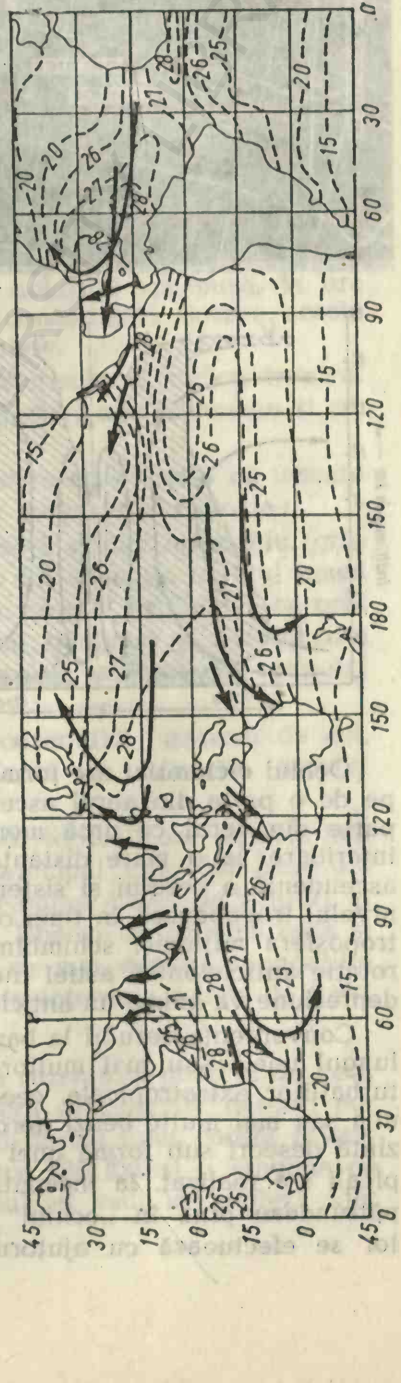


Fig. 48. Traiectoria ciclonilor tropicali şi temperatura anuală maximă, în °C, la suprafaţa apei oceanelor.

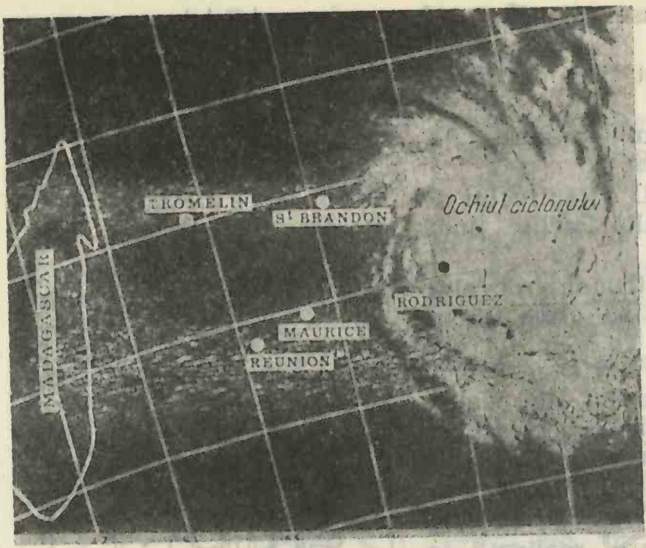

TROMELIN
St BRANDON
Ochiul ciclonului
RODRIGUEZ
MAURICE
REUNION
MADAGASCAR

Fig. 49. Ciclon tropical văzut din satelit.

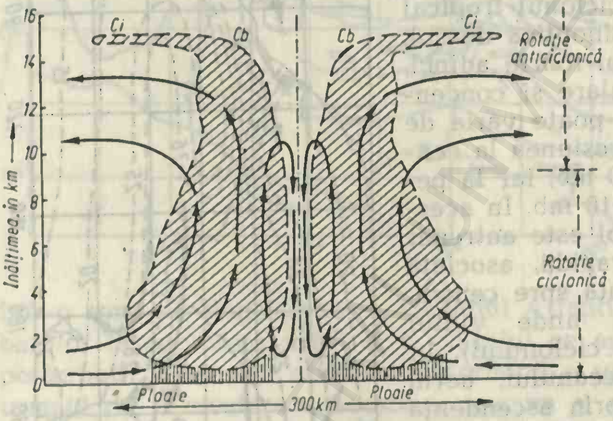

16
14
12
10
8
6
4
2
0
Înălţimea, în km
Ci
Cb
Cb
Ci
Rotaţie anticiclonică
Rotaţie ciclonică
Ploaie
300 km
Ploaie

Fig. 50. Secţiune verticală prin axa unui ciclon tropical.

Ochiul ciclonului are forma unui horn, iar aerul ce-l ocupă provine, pe de o parte din aerul ascendent al sistemului noros, iar pe de altă parte din aerul ce urcă mereu ca apoi să coboare către straturile inferioare, la o mare distanţă de axă. Se poate admite că, mişcarea ascendentă a aerului şi sistemul noros, se extind pe verticală pînă la nivelul tropopauzei, în timp ce rotaţia ciclonică a aerului nu depăşeşte troposfera mijlocie, schimbîndu-se la înălţimea de 8—10 km într-o rotaţie anticiclonică astfel încît, în troposfera superioară, în loc de o depresiune va exista un anticiclon.

Convergenţa aerului la baza ciclonului tinde să se concentreze de-a lungul uneia sau mai multor linii, ca, dealtfel, în cazul tuturor perturbaţiilor extratropicale, ceea ce conduce la concentrarea norilor în una sau mai multe benzi noroase Sistemul noros văzut de sus se prezintă deseori sub forma unei nebuloase spirale. Studiul ciclonilor tropicali s-a realizat, la început, cu ajutorul unor avioane speciale care pătrundeau pînă în „ochiul" ciclonului. În ultima vreme, cercetarea lor se efectuează cu ajutorul radarului sau al sateliţilor artificiali.

Evoluţia ciclonului şi traiectoria de deplasare. Odată format, ciclonul tropical se deplasează în sensul circulaţiei generale din troposfera mijlocie, de cele mai multe ori spre vest sau nord-vest, apoi direct spre zonele temperate, situîndu-se între doi anticicloni din brîul subtropical. Traiectoria sa are forma unei parabole clasice, curbată în sens anticiclonic.

Ciclonul tropical tinde să se deplaseze întotdeauna către regiunile unde temperatura suprafeţei oceanului este mai ridicată, valoarea temperaturii apei condiţionînd şi intensitatea ciclonului.

Atingînd un continent, ciclonul tropical slăbeşte considerabil datorită diminuării alimentării cu vapori de apă, stingîndu-se complet în una sau două zile.

În mecanismul de formare şi de întreţinere a vieţii unui ciclon tropical, rolul cel mai important îl joacă alimentarea cu vapori de apă de către suprafaţa oceanului şi odată ciclonul format el se autoîntreţine prin căldura latentă de condensare ce se degajă din masa noroasă, creîndu-se astfel o adevărată „maşină termică".

Modul de formare. În ceea ce priveşte formarea ciclonilor tropicali, problema nu este deloc simplă, iar soluţiile propuse, la ora actuală, nu sînt satisfăcătoare, chiar dacă cunoştinţele despre aceste perturbaţii spectaculoase sînt foarte documentate.

Din ceea ce se cunoaşte se pare că naşterea unui ciclon tropical nu este determinată întotdeauna de aceiaşi factori sau fenomene şi că, dintre acestea se pot reţine :

— extinderea sistemului noros al unei unde ecuatoriale ca urmare a unei advecţii de aer umed ecuatorial în troposfera mijlocie ;

— antrenarea în rotaţia ciclonică progresivă a unui ansamblu (grămezi) de nori *Cumulonimbus* ce au rezultat din advecţia aerului umed ecuatorial la altitudine, această antrenare în rotaţie explicîndu-se prin acţiunea rotaţiei Pămîntului asupra mişcării generale a aerului din îngrămădirea de nori (convergenţa orizontală asociată cu mişcări ascendente) ;

— instabilitatea dinamică orizontală a curentului general de est, din zona ecuatorială, instabilitate combinată cu advecţia aerului umed la altitudine.

Evoluţia ciclonilor tropicali deasupra unor teritorii are de cele mai multe ori efecte distructive, datorate în principal vitezelor mari ale vîntului, valurilor şi hulei puternice a oceanului bătut de vînturi şi variaţiilor rapide ale presiunii atmosferice. Uneori, se înregistrează şi variaţii ale seismografelor. De asemenea, se mai adaugă inundaţiile produse de precipitaţiile atmosferice, care, în intervale scurte de timp, pot atinge şi 2500 mm/m^2.

c. **Curenţii rapizi (jet streams).** În cadrul curentului general de vest, din troposfera superioară, în fiecare emisferă se constată deseori puternice concentraţii ale vitezei vîntului, sub forma unui curent relativ îngust dar foarte rapid, cu o lăţime de circa 500 km şi o lungime de ordinul a 1 500 km ; acesta este un curent-jet sau, în engleză „jet streams".

În medie, viteza vîntului pe axa jetului este de ordinul a 60 m/s, putînd să depășească 100 m/s. În figura 51 este reprezentat aspectul general al unui astfel de curent-jet. Se poate observa că aerul este puternic accelerat la intrarea în curent și mai încetinit la ieșire. În aceste condiții, aproximația geostrofică nu este valabilă decît 30%, vîntul putînd să facă cu izobarele orizontale un unghi de 45°, așa cum se întîmplă în stratul de frecare din apropierea suprafeței terestre.

Astfel de curenți-jet pot fi observați oriunde în troposfera superioară a latitudinilor mijlocii, dar cel mai frecvent ei apar în vestul Atlanticului de Nord, în zona Mării Mediterane și Sahara, precum și în apropierea Japoniei unde acest fenomen a fost observat pentru prima oară.

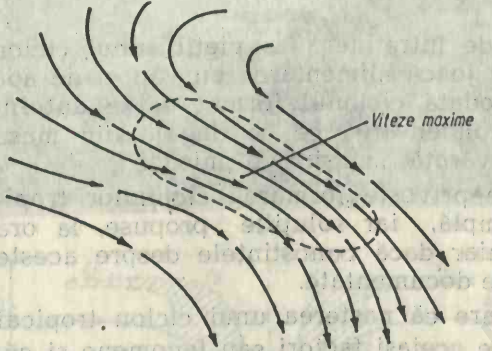


Fig. 51. Aspectul unui curent-jet în proiecție orizontală.

Mai recent, au fost descoperiți curenții-jet în ansamblul circulației de est, ecuatoriale, cu viteze chiar mai mari decît cele atinse în curentul general de vest al latitudinilor mijlocii. Acești curenți-jet ecuatoriali pot fi un factor potențial al declanșării ciclonilor tropicali.

Curenții-jet de la latitudinile mijlocii sînt asociați cu o serie de fenomene meteorologice importante, dintre care se menționează:

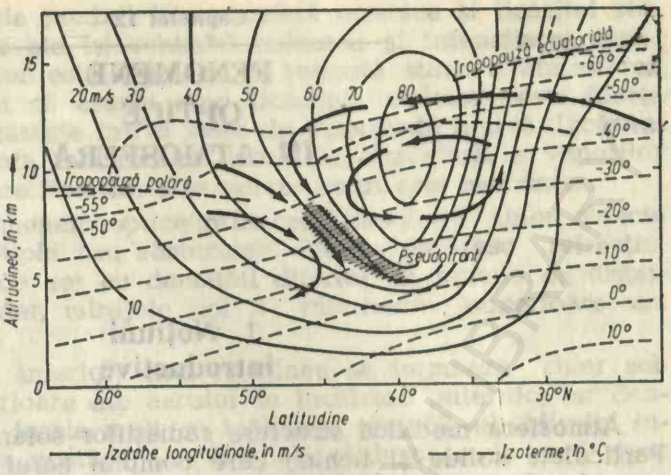
— ruperea tropopauzei către partea polară a axei jetului și formarea frecventă a unei tropopauze suplimentare în apropierea acestei axe;

— o importantă concentrare a gradienților verticali de temperatură și a vitezei vîntului într-o porțiune a troposferei superioare avînd o lățime de 1—2 km, zonă înclinată spre ecuator cu o pantă de circa 0,5%. Extremitatea superioară a acestei zone se situează la circa 1 km dedesubtul rupturii tropopauzei. Această zonă este cunoscută sub numele de „pseudofront" al curentului-jet (fig. 52);

— existența unor curenți transversali în apropierea jetului, și anume, un curent descendent de aer stratosferic, ce pătrunde în zona pseudofrontului, avînd o umezeală foarte scăzută și fiind lipsit deci de nori, și un curent ascendent în troposfera superioară, către axa ecuatorială a curentului-jet, care este foarte bogat în mase noroase, predominant ciriforme. Acești curenți se caracterizează prin viteze verticale de ordinul a 10—20 cm/s, comparabile cu cele din ciclonii latitudinilor mijlocii;

— existența unei turbulențe moderate, concentrată în regiunea rupturii tropopauzei și pe toată lungimea curentului-jet.

Fig. 52. Secţiune transversală într-un curent-jet.


Tropopauză ecuatorială
Tropopauză polară
Pseudofront
20m/s
30
40
50
60
70
80
10
-60°
-50°
-40°
-30°
-20°
-10°
0°
10°
-55°
-50°
Altitudinea, în km
15
10
5
0
60°
50°
40°
30°N
Latitudine
Izotahe longitudinale, în m/s
Izoterme, în °C

Curenţii-jet au o foarte mare importanţă pentru activitatea aviaţiei. În afară de aceasta, ei constituie principalul factor ce mijloceşte schimbul de aer dintre stratosferă şi troposferă. Cunoaşterea lor este importantă şi în tratarea unor probleme de meteorologie sinoptică şi dinamică.

Verificarea cunoştinţelor

1. Care sînt cauzele circulaţiei aerului la scară planetară?
2. Ce scheme de circulaţie generală cunoaşteţi? Descrieţi schema reală de circulaţie generală.
3. Care sînt principalele fronturi atmosferice ce rezultă din schemele de circulaţie generală?
4. Ce sînt musonii şi unde se întîlneşte circulaţia musonică?
5. Care sînt particularităţile circulaţiei generale la tropice?
6. Ce sînt curenţii rapizi şi care sînt fenomenele meteorologice asociate?

Capitolul 12

FENOMENE OPTICE ÎN ATMOSFERĂ

1. Noţiuni introductive

Atmosfera modifică structura radiaţiilor solare care o traversează. Particulele solide şi lichide care compun aerul atmosferic difuzează sau absorb în mod diferit radiaţiile solare. În anumite condiţii, în urma unor procese fizice, în atmosferă apar o serie de fenomene optice, care pot fi observate cu ochiul liber.

Fenomenele optice observate în atmosferă sînt strîns legate de procesele care au loc în ea, fapt pentru care unele din ele constituie semne locale ale schimbării timpului.

Diferitele fenomene optice pot fi împărţite în următoarele grupe:

— fenomene determinate de refracţia razelor de lumină, de exemplu: refracţia astronomică, mirajul, licăritul stelelor etc.;

— fenomene determinate de refracţia şi reflexia razelor luminoase prin picăturile de apă sau cristalele de gheaţă ce formează norii, de exemplu: curcubeul şi halourile;

— fenomene determinate de difracţia razelor luminoase prin ceaţă, de exemplu: coroanele, gloriile etc.

2. Fenomene optice datorate refracţiei luminii

Încălzirea neuniformă a straturilor de aer duce la o distribuţie neuniformă a densităţii aerului, deci fac ca acesta să aibă indici de refracţie diferiţi de la un strat la altul. În aceste condiţii se produce fenomenul de refracţie. Dacă sursa luminoasă se găseşte în afara atmosferei, refracţia se numeşte *astronomică*, iar dacă sursa luminoasă se găseşte în limitele atmosferei, refracţia se numeşte *terestră*.

Refracţia astronomică modifică pentru observator poziţia reală a aştrilor. Aceştia sînt văzuţi în poziţia reală numai la zenit. De aceea, Soarele sau Luna sînt încă vizibile şi după apusul lor şi se observă înainte de răsăritul lor. Datorită refracţiei se modifică şi forma discului solar sau lunar în apropierea orizontului, ele apărînd turtite. Aceasta se datoreşte faptului că partea inferioară a Soarelui se ridică datorită refracţiei cu 35′, iar partea superioară cu numai 28′. Ca urmare, diametrul Soarelui apare mai scurt cu 7′, adică turtit.

CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Refracția și difracția luminii în atmosferă produce și licăritul stelelor, moment în care ele își schimbă culoarea și intensitatea luminoasă. Licăritul stelelor este legat de o anumită stare a atmosferei. Observațiile au arătat că atunci cînd licăritul stelelor este foarte intens, atmosfera se găsește într-o stare de turbulență activă. Licăritul albastru indică prezența în cantitate mare, în atmosferă, a vaporilor de apă. În cazul în care licăritul este verzui aerul este mai uscat.

Mirajele sînt fenomenele optice prin care imaginile unor obiecte îndepărtate apar multiple sau răsturnate. Ele se datoresc refracției luminii prin straturi de aer cu densități diferite. În funcție de dispunerea straturilor de aer, mirajele pot fi: inferioare, superioare sau laterale.

În cazul mirajului inferior, cînd imaginea se formează chiar sub obiect, straturile inferioare ale aerului se încălzesc puternic, iar densitatea aerului crește foarte mult cu înălțimea (fig. 53, *a*). Mirajul inferior este frecvent în pustiuri, iar în zilele călduroase de vară chiar în Bărăgan.

Mirajul superior se observă în cazurile în care densitatea aerului scade foarte mult cu înălțimea. Imaginea obiectului se observă frecvent pe fondul bolții cerești. Inversiunile termice de la sol favorizează producerea mirajelor superioare, mai ales în regiunile polare (fig. 53, *b*).

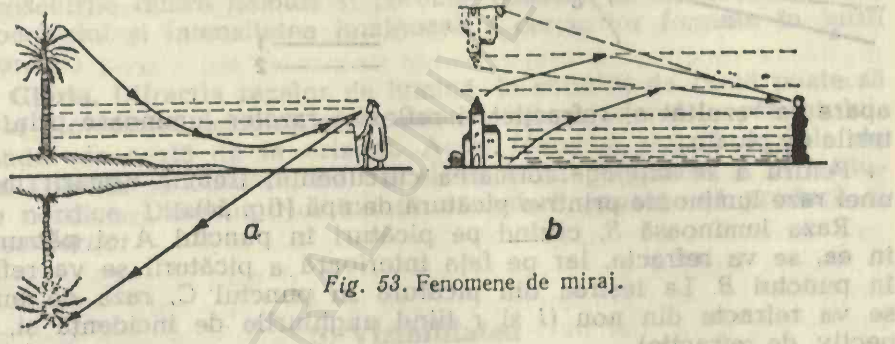


Fig. 53. Fenomene de miraj.

Mirajele laterale se formează atunci cînd straturile de aceeași densitate au o mare înclinare față de suprafața Pămîntului. În cazul unei distribuții anormale a densității straturilor de aer, se observă uneori o complexitate de miraje, cu imagini variabile în timp și spațiu. Acest complex de miraje poartă numele de *Fata morgana*.

3. Fenomene optice determinate de refracția și reflexia razelor luminoase prin picăturile de apă sau cristalele de gheață care formează norii

a. **Curcubeul** este cel mai cunoscut și cel mai frecvent din această categorie de fenomene. El se prezintă sub forma unei fîșii multicolore dispuse pe fondul norilor de ploaie situați în sens opus Soarelui.

Curcubeul se produce atunci cînd pe bolta cerească se situează o perdea mai mult sau mai puţin compactă de picături de apă, iar în partea opusă se găseşte Soarele, între acestea fiind amplasat observatorul. Curcubeul este constituit din cele 7 culori de bază ale spectrului solar, avînd culoarea roşie la exterior şi cea violetă la interior, între ele dispunîndu-se celelalte. Diametrul curcubeului este variabil, avînd mărimea maximă cînd Soarele se află aproape de orizont. Uneori, odată cu curcubeul principal se poate forma şi un curcubeu secundar, concentric cu primul, dar avînd dispunerea culorilor inversă.

Curcubeul se poate observa şi în cazul Lunii, avînd însă o culoare mai alburie, din cauza slabei intensităţi a razelor luminoase. Curcubeul apare ca rezultat al refracţiei şi reflexiei razelor luminoase prin picăturile de ploaie.

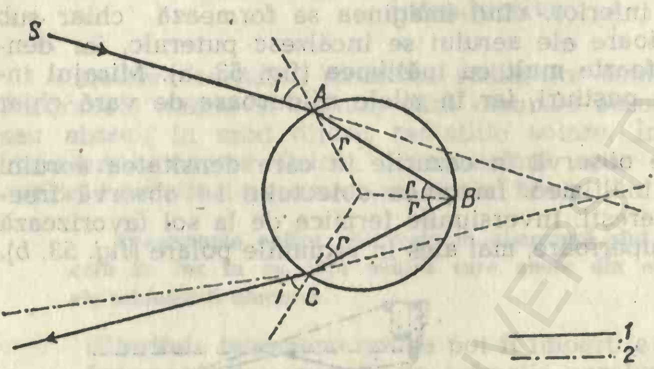


Fig. 54. Mersul razei prin picătura de ploaie la formarea curcubeului principal:

1 — raza roşie ; 2 — raza violetă.

Pentru a se înţelege formarea curcubeului trebuie urmărit mersul unei raze luminoase printr-o picătură de apă (fig. 54).

Raza luminoasă *S*, căzînd pe picături în punctul *A* şi pătrunzînd în ea, se va refracta, iar pe faţa interioară a picăturii se va reflecta în punctul *B*. La ieşirea din picătură în punctul *C*, raza de lumină se va refracta din nou (*i* şi *r* fiind unghiurile de incidenţă şi, respectiv, de refracţie).

La ieşirea din picătură, raza luminoasă apare descompusă în cele 7 culori de bază ale spectrului solar.

Raza roşie, fiind mai puţin refractată, se va situa mai jos decît cea violetă. Diferenţa dintre raza roşie şi cea violetă este de 2°. În cazul formării curcubeului secundar razele solare care trec prin picăturile de apă suferă o dublă reflexie şi o dublă refracţie.

b. **Haloul.** Dacă între ochiul observatorului şi Soare sau Lună se interpune o perdea subţire de nori formaţi din cristale fine de gheaţă (nori *Cirrus*), atunci, datorită fenomenelor de refracţie şi reflexie, apare în jurul astrului un cerc colorat denumit *halo*. Diferitele tipuri de halo pot fi clasificate în două mari grupe :

— *halouri colorate* în culorile curcubeului, cu culoarea roşie dispusă de partea Soarelui sau Lunii. Din această categorie fac parte halourile de 22° şi 46°, şi se formează datorită refracţiei razelor luminoase prin cristalele de gheaţă ;

— *halouri incolore (albe),* care se formează datorită reflexiei razelor luminoase pe feţele cristalelor de gheaţă.

4. Fenomene optice determinate de difracţia luminii

Difracţia luminii produce în atmosferă o serie de fenomene optice frumoase. Dintre acestea cele mai cunoscute sînt coroanele şi gloriile.

a. **Coroanele,** sau cercurile luminoase din jurul astrelor strălucitoare, au în faţă pături subţiri de nori. Coroanele cele mai vizibile se formează în jurul Lunii. Coroana lunară constă dintr-un cerc albăstrui-alb, care se termină la exterior cu o culoare roşiatică. Această aureolă lunară constituie coroana principală. Se mai pot forma şi coroane secundare; coroanele se formează mai ales prin norii formaţi din cristale de gheaţă.

Dimensiunile coroanelor depind de dimensiunile picăturilor de apă şi ale cristalelor de gheaţă. Cu cît dimensiunile acestora sînt mai mici, cu atît diametrul coroanelor este mai mare. Pentru acest considerent, coroanele pot da indicaţii asupra schimbării vremii. Atunci cînd dimensiunea coroanelor se micşorează, înseamnă că dimensiunile picăturilor de apă cresc, ceea ce creează premisele căderii precipitaţiilor, şi invers.

Deosebirile dintre halouri şi coroane constau în distribuţia culorilor spectrului şi intensitatea luminoasă a cercurilor formate în jurul aştrilor.

b. **Gloria.** Difracţia razelor de lumină în condiţii de ceaţă poate să ducă la proiectarea imaginii unui obiect aflat pe suprafaţa pămîntului, pe fondul de ceaţă de la orizont. Acest fenomen poartă numele de gloria. Gloriile se observă, de obicei, în munţi, pe mare şi la latitudinile nordice. Difracţia luminii în atmosferă poate să producă şi *irizarea norilor.*

5. Vizibilitatea meteorologică

Vizibilitatea orizontală constituie unul din parametrii meteorologici determinaţi sau măsuraţi la staţiile meteorologice. Acest parametru are o importanţă deosebită în asigurarea protecţiei meteorologice a navigaţiei aeriene.

Pentru determinarea vizuală a vizibilităţii orizontale se folosesc repere fixe, de zi şi de noapte. Fiecare staţie meteorologică are întocmită *roza reperelor de vizibilitate.*

Observarea unor obiecte îndepărtate ziua sau a unor surse luminoase noaptea, poate fi stînjenită deseori de prezenţa în aerul atmosferic a unor particule solide sau lichide ca, de exemplu, ceaţa, ploaia, ninsoarea, praful sau fumul.

În determinarea vizibilităţii, contrastul obiectului pe fondul orizontului şi dimensiunile sale unghiulare, joacă un rol foarte important. Vizibilitatea orizontală este diferită de cea oblică, în aceleaşi condiţii meteorologice.

Prin vizibilitatea meteorologică de zi se înțelege distanța cea mai mare (mică) la care un obiect negru poate fi văzut și identificat pe fondul cerului, la orizont. Obiectul vizat trebuie să aibă dimensiuni unghiulare de cel puțin 0,5 grade, atît pe orizontală, cît și pe verticală, fără să depășească 5 grade pe orizontală. Dimensiuni unghiulare de 0,5 grade pot fi evaluate cu ajutorul unui cartonaș găurit la mijloc, orificiul fiind de 7,5 mm. Ținînd mîna întinsă obiectul vizat trebuie „să umple" orificiul cartonașului.

Vizibilitatea meteorologică de noapte reprezintă distanța cea mai mare (mică) la care un obiect negru poate fi văzut și identificat dacă iluminarea generală este crescută pînă atinge intensitatea normală a luminii de zi. De regulă, noaptea se folosesc surse luminoase punctiforme sau balize iluminate a căror distanță față de punctul de observație sînt dinainte cunoscute.

Dintre numeroșii factori meteorologici care condiționează vizibilitatea orizontală se amintesc: precipitațiile atmosferice, ceața și aerul cețos, fumurile, praful și nisipul transportat de vînt.

În cazul precipitațiilor atmosferice, vizibilitatea se reduce ca urmare a căderii intense a picăturilor de ploaie sau a fulgilor de zăpadă. O ploaie moderată reduce vizibilitatea între 3 și 10 km. În cazul ploilor intense, vizibilitatea poate scădea între 500 și 50 m, așa cum se poate întîmpla și în cazul burniței puternice. În cazul ninsorii moderate vizibilitatea scade sub 1 km, iar în cazul averselor de ninsoare, vizibilitatea scade pînă la 200 m sau chiar 50 m. În cazul ninsorilor asociate cu vînt puternic (transport sau viscol) vizibilitatea poate să scadă mult.

Ceața reduce totdeauna vizibilitatea orizontală sub 1 km. Ceața de radiație, mai puțin persistentă, reduce vizibilitatea în cursul nopții și al dimineții, pentru că după răsăritul Soarelui ea, de regulă, dispare. Ceața de advecție, mult mai persistentă și mai extinsă pe verticală, durează mai mult, uneori chiar cîteva zile în șir.

Fumul rezultat din arderile industriale și cele domestice aflate în suspensie în aerul atmosferic, creează un aer cețos care reduce vizibilitatea sub 3 km, dar nu sub 1 km. În condițiile existenței unei inversiuni de temperatură, care frînează mișcările aerului pe verticală, fumul rămîne concentrat în stratul de aer din imediata apropiere a suprafeței solului. Dacă vîntul este slab, fumul se poate combina cu particule de ceață, formînd ceea ce se numește *smogul*, caracteristic marilor aglomerări urbane.

Datorită vîntului puternic, praful sau nisipul aflat pe sol este antrenat în aerul atmosferic. Furtunile de praf sau de nisip pot reduce vizibilitatea orizontului sub 1 km.

În anumite situații de puternică instabilitate, praful sau nisipul este antrenat de curenții verticali pînă în masa norului *Cumulonimbus*. În acest fel, în momentul precipitării, se obține *ploaia de noroi*.

Pe marile aeroporturi există instrumente pentru determinarea vizibilității. Ele se numesc *vizibilimetre* (transmisometre). Atunci cînd pot înregistra valorile de vizibilitate ele poartă numele de *vizibiligrafe*. Principiul lor de funcționare se bazează pe măsurarea opacității aerului atmosferic prin care trece o rază luminoasă ce-și schimbă intensitatea dacă mediul aerian traversat este opac, datorită precipitațiilor, ceții sau altor fenomene. Aceste valori de intensitate luminoase sînt automat transformate în valori de vizibilitate.

Vizibilitatea meteorologică pînă la 2 000 m se exprimă în metri și apoi în kilometri.

Verificarea cunoștințelor

1. Enumerați și descrieți cîteva fenomene optice datorate refracției luminii prin picături de apă sau cristale de gheață.
2. Descrieți curcubeul și explicați modul în care acesta se formează.
3. Definiți vizibilitatea meteorologică și factorii meteorologici care o condiționează. Ce importanță are cunoașterea vizibilității și în ce domenii mai ales?

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul 13

ACUSTICA ATMOSFEREI

Atmosfera Pămîntului, sediul numeroaselor fenomene meteorologice, este în același timp un mediu favorabil propagării undelor sonore ce iau naștere ca urmare a existenței diverselor surse.

Întrucît atmosfera nu este un mediu omogen, schimbîndu-și proprietățile fizice în permanență, condițiile de propagare ale sunetului sînt diferite și depind de starea atmosferei, la un moment dat.

Sunetele percepute la suprafața terestră, reprezintă oscilații mecanice de diferite frecvențe și amplitudini. Caracteristicile de bază ale sunetului, importante pentru meteorologie, sînt viteza și intensitatea sunetului.

Condițiile atmosferice influențează propagarea undelor sonore, modificînd intensitatea acestora și influențînd viteza lor de propagare.

Luarea în considerare a condițiilor atmosferice permite soluționarea corespunzătoare a problemelor legate de semnalizarea sonoră și a problemelor fonometrice.

În egală măsură, în funcție de particularitățile propagării undelor sonore, se poate forma o imagine asupra repartiției unor parametri de stare ai aerului atmosferic pînă la înălțimi destul de mari.

1. Influența temperaturii și umezelii aerului asupra vitezei de propagare a sunetului

Într-un mediu imobil și omogen, viteza sunetului se exprimă prin relația lui Laplace :

$$V = \sqrt{\frac{P}{\rho} \cdot \frac{C_p}{C_v}} = \sqrt{\frac{R \cdot T}{\mu} \cdot \frac{C_p}{C_v}},$$

unde :

P reprezintă presiunea atmosferică ;

ρ — densitatea aerului uscat ;

C_p și C_v — căldurile specifice ale aerului uscat la presiune și, respectiv, volum constant ;

R — constanta universală a gazelor ;
T — temperatura aerului ;
μ — greutatea moleculară.

Viteza sunetului este, deci, cu atît mai mare cu cît temperatura este mai ridicată.

La presiune normală şi în condiţiile unui aer uscat, viteza sunetului $V_0 = 331{,}8$ m/s.

Pentru aerul umed, în general, viteza sunetului se calculează cu formula

$$V = V_0 \sqrt{\frac{T}{273}\left(1 + 0{,}275\,\frac{e}{p}\right)},$$

în care :

V_0 este viteza iniţială ;
e — tensiunea actuală a vaporilor de apă.

Din calculele efectuate a rezultat că, la o variaţie a temperaturii cu 1°C, viteza sunetului variază cu 0,61 m/s. Pentru calcule aproximative ale vitezei sunetului, poate fi folosită relaţia

$$v = 331 + 0{,}6\,T + 0{,}07\,e.$$

Deoarece temperatura din atmosferă variază cu înălţimea, va varia şi viteza sunetului. Dacă se consideră atmosfera politropă, pentru aerul uscat şi la înălţimea h, viteza sunetului se poate exprima prin formula :

$$v = 20{,}1\sqrt{T - \gamma \cdot h},$$

unde : γ este gradientul termic vertical.

Vîntul exercită, de asemenea, o influenţă asupra vitezei sunetului, în sensul că accelerează viteza de propagare a sunetului în direcţia vîntului şi produce o încetinire a acestuia în sensul opus.

Pentru determinarea vitezei sunetului pe timp cu vînt, se poate utiliza relaţia

$$V_1 = V_0 + u\cos\beta,$$

unde :

V_0 este viteza vîntului în condiţii de calm ;
u — viteza cu care se deplasează particulele de aer ce vibrează ;
β — unghiul pe care-l formează direcţia de propagare a sunetului cu liniile de forţă ale vîntului.

2. Slăbirea sunetului în atmosferă

În timpul propagării undelor sonore în atmosferă se produce o dispersie a energiei sonore din care cauză intensitatea sunetului scade, pe măsura îndepărtării de sursa sonoră. Slăbirea sunetului în atmosferă se produce din două motive : în primul rînd, pe măsura îndepărtării de sursă, energia pe care o emite sursa se repartizează pe suprafeţe sferice din ce în ce mai mari. În al doilea rînd, energia emisă este în parte absorbită de mediu, adică de atmosferă.

Legea slăbirii sunetului în atmosferă spune că intensitatea sunetului scade invers proporțional cu pătratul distanței r dintre locul unde se măsoară intensitatea sunetului I și locul sursei sonore.

Analitic, se poate scrie

$$I = \frac{I_0}{r^2},$$

unde I_0 este intensitatea sunetului la sursă (inițială).

Dacă se ia în considerare și capacitatea de absorbție a sunetului de către atmosferă, legea de mai sus se exprimă printr-o relație de forma

$$I = \frac{I_0}{2} \cdot p^r,$$

în care p este coeficientul de transparență acustică.

Principalul factor care contribuie la diminuarea sunetului în atmosferă este neomogenitatea atmosferei, condiționată de factorii meteorologici, adică de existența în aerul atmosferic a unor particule lichide (nori, ceață etc.), precum și a unor particule solide (praf, fum). Neomogenitatea atmosferei constă, de asemenea, și din repartiția diferită a temperaturii aerului pe verticală, precum și a vîntului.

O puternică influență asupra extincției sunetului în atmosferă o exercită și turbulența. Turbulența atmosferică dispersează undele sonore, formîndu-se turbioane, comparabile ca dimensiuni, cu lungimea undei sonore.

Undele sonore, ca și lumina, pot fi reflectate sau refractate de suprafețele pe care le întîlnesc în cale.

Legile după care se realizează reflexia și refracția undelor sonore sînt asemănătoare cu cele valabile în cazul luminii și, deci, nu se insistă asupra lor.

Undele sonore care prezintă interes în meteorologie sînt ecoul, tunetul și alte zgomote meteorologice. Ecoul este rezultatul reflexiei undelor sonore pe un obstacol.

Tunetul este zgomotul rezultat din dezagregarea canalului principal al unei descărcări electrice. Măsurînd timpul scurs între momentul producerii fulgerului și momentul auzirii tunetului, se poate determina distanța la care se află norul orajos.

În categoria zgomotelor meteorologice mai pot fi incluse efectele sonore ale vîntului ce suflă tare, freamătul pădurii sau sunetele rezultate în timpul căderii precipitațiilor pe diferite suprafețe.

Condițiile meteorologice influențează deci calitatea undelor sonore. Din aceste motive, în jurul unei surse sonore, la diferite distanțe, sunetul poate fi auzit în condiții foarte bune sau există zone de tăcere, unde sunetul nu poate fi perceput.

Dintre condițiile ce favorizează audierea bună a sunetelor emise de diferite surse sonore se menționează :

— inversiunile de temperatură în straturile inferioare ale troposferei (inversiunile joase, de sol) ;

— vîntul de față, care slăbește cu înălțimea ;
— vîntul de spate, care se intensifică cu înălțimea ;
— turbulența slabă a aerului atmosferic ;
— ceața.

Aceste condiții sînt frecvente în anotimpul de iarnă și mai ales noaptea și se întîlnesc mai rar vara.

Dintre condițiile care nu favorizează o bună audiție a sunetului fac parte :
— scăderea rapidă a temperaturii aerului cu înălțimea ;
— vîntul de față, care se intensifică cu înălțimea ;
— vîntul de spate, care slăbește cu înălțimea ;
— dezvoltarea puternică a turbulenței asociată cu vînt în rafale.

Aceste condiții se întîlnesc mai ales ziua și vara și mai rar noaptea și iarna.

Verificarea cunoștințelor

1. Care este influența temperaturii și a umezelii aerului asupra vitezei de propagare a sunetului ?
2. Cum se explică slăbirea sunetului în atmosferă ?

Capitolul 14

ELECTRICITATEA ATMOSFEREI

1. Cîmpul electric al atmosferei

Atmosfera conține sarcini electrice ce-i conferă proprietăți electrice. Din această cauză apar și se dezvoltă *fenomene electrice* în atmosferă.

Atmosfera este bună conducătoare de electricitate, datorită prezenței în ea a unor particule încărcate electric (pozitive sau negative), denumite *ioni*.

După dimensiunile și mobilitatea ionilor se deosebesc: ioni mari, ioni mijlocii și ioni mici sau ușori.

Totalitatea ionilor formează *densitatea ionică a atmosferei*. Ca surse de ionizare în atmosferă servesc substanțele radioactive din sol și atmosferă, cît și razele cosmice. În straturile superioare ale atmosferei la ionizarea atmosferei contribuie și radiațiile ultraviolete. Concentrația ionilor din atmosferă este foarte variabilă. Deasupra uscatului se găsesc, în medie, 750 ioni pozitivi și 650 ioni negativi la 1 cm^3 de aer. Deasupra oceanelor numărul lor este de 600 ioni pozitivi și 500 ioni negativi.

Raportul dintre ionii pozitivi și cei negativi constituie o mărime ce se determină în practica curentă și întotdeauna este mai mare ca unitatea.

Totalitatea sarcinilor electrice aflate în atmosferă formează cîmpul electric al atmosferei. Cîmpul electric al atmosferei poate fi comparat cu cîmpul unui condensator sferic al cărui pol inferior îl formează suprafața Pămîntului încărcată negativ, iar polul superior îl formează ionosfera, încărcată pozitiv. Între acești doi poli ai condensatorului natural există întotdeauna o diferență de potențial, care creează cîmpul electric al atmosferei. Ca orice cîmp electric, și cel al atmosferei se caracterizează printr-un potențial, condiționat de totalitatea sarcinilor aflate în atmosferă și pe sol.

Cîmpul electric al atmosferei se mai caracterizează printr-un *gradient de potențial*, care exprimă variația potențialului exprimat în volți pe unitatea de distanță (metrul).

Potențialul electric al atmosferei crește cu înălțimea. În apropierea solului, pe timp frumos, potențialul electric este de ordinul 150 V/m, el variind însă pe durata zilei și de la un anotimp la altul. Gradientul de potențial, pe timp frumos, între suprafața pămîntului și troposfera mijlocie este de ordinul cîtorva sute de mii de volți. Gradientul de potențial este mai ridicat atunci cînd există aer cețos, ceață sau pe timp noros. În condiții de ceață, el poate atinge 2000 V/m în apropierea solului.

Precipitațiile atmosferice exercită și ele o influență asupra cîmpului electric al atmosferei.

Burnița și ploaia slabă persistentă pot determina o creștere sau o scădere a gradientului de potențial, fără a provoca însă forțe electrice notabile nici în interiorul, nici în exteriorul norilor.

Dimpotrivă, aversele produse de norii cumuliformi, pot provoca modificări considerabile ale cîmpului electric. Apar forțe electrice importante ce-și exercită influența atît în interiorul norului cît și în vecinătatea acestuia. Aceste forțe electrice cresc odată cu intensitatea precipitațiilor, iar în norii orajoși — *Cumulonimbus* —, gradientul de potențial poate atinge valori care permit producerea descărcărilor electrice adică a fulgerelor. O astfel de scînteie electrică are milioane de volți.

2. Norul orajos.

Descărcările electrice luminoase

Observațiile efectuate în atmosferă au arătat că precipitațiile, sub orice formă ar fi, poartă cu ele sarcini electrice pozitive și negative. Cele mai mari sarcini le are zăpada, iar cele mai mici burnița și ploaia slabă, liniștită. Electrizarea picăturilor se face fie pe calea captării de către acestea a ionilor liberi din atmosferă, fie pe calea pulverizării acestora în căderea liberă, în așa fel încît picăturile mici se încarcă cu sarcini negative, iar cele mari cu sarcini pozitive.

Cercetările experimentale au arătat că, în stadiul inițial de dezvoltare al norului, atunci cînd valoarea cîmpului electric este mai redusă, în procesul de electrizare al picăturilor un rol însemnat îl joacă *adițiunea* ionilor de către picături. În stadiile următoare au loc procese de inducție prin care picăturile se încarcă cu sarcini electrice. În ceea ce privește electrizarea cristalelor de gheață problema este mult mai complicată.

Sarcinile electrice ale particulelor noroase nu sînt distribuite uniform în masa norului. Cele mai multe și mai mari sarcini le posedă norul orajos, cu mare dezvoltare pe verticală — *Cumulonimbus*. Din cercetările efectuate s-a putut stabili următoarea repartiție a sarcinilor electrice în norul orajos (fig. 55). Electrizarea norului orajos este rezultatul a două procese distincte: unul care are loc deasupra izotermei de —10°C, în partea superioară a norului, unde predomină cristalele de gheață, și altul sub izoterma de 0°C, unde de regulă predomină picăturile de apă lichidă.

În partea superioară, datorită electrizării cristalelor de gheață, particulele mai fine se încarcă pozitiv și se deplasează în sus, în timp ce cristalele mai mari se încarcă negativ și se topesc. Datorită puter-

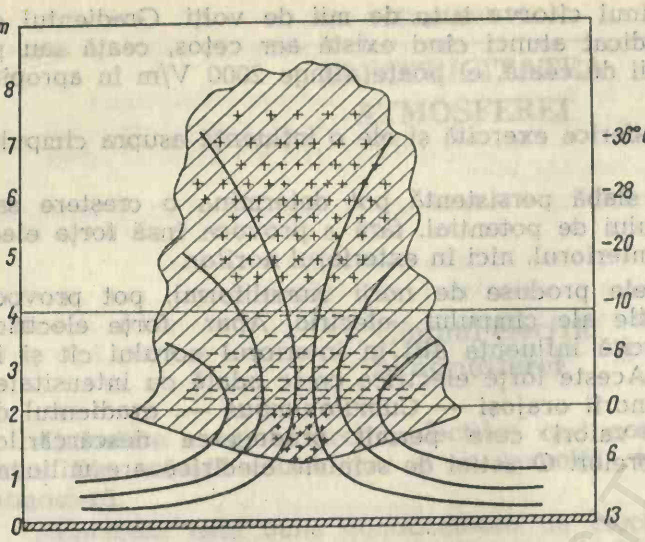


Fig. 55. Structura norului orajos.

nicilor curenți turbulenți existenți aici, picăturile rezultate se fragmentează. Picăturile mici se încarcă cu sarcini electrice negative și ocupă o poziție mijlocie în nor, în timp ce particulele lichide mai mari, încărcate cu sarcini electrice pozitive, formează la baza norului orajos o zonă de sarcini mari pozitive, care, în totalitate, poartă denumirea de *centru activ* al norului orajos. Schema prezentată, acceptată de majoritatea specialiștilor, este totuși relativă, avînd un caracter calitativ.

Datorită separării și concentrării sarcinilor electrice de semn contrar în diferitele părți ale norului orajos, se creează cîmpuri electrice intense, atît în interiorul lui, cît și la exterior. Intensitatea cîmpului în unele puncte de la sol poate să atingă cîteva sute de kilovolți pe metru. Aceasta determină ca între diferitele zone ale norului sau între nor și suprafața pămîntului să se producă puternice descărcări electrice, care reprezintă *fulgerele*.

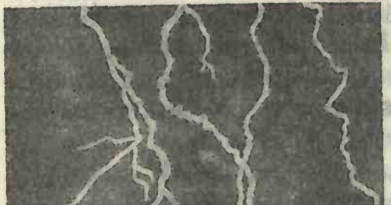


Fig. 56. Fulgerul liniar.

După aspectul descărării, fulgerele pot fi: liniare, plate sau difuze, în formă de boabe (mătănii) și fulgerul sferic sau globular. Cel mai frecvent este fulgerul liniar.

Fulgerul liniar (fig. 56) se prezintă sub forma unei scîntei luminoase mari, care brăzdează cerul înnorat. El este constituit dintr-un canal de descărcare cu diametrul de 5—60 cm, iar ca lungime poate măsura 2—3 km și uneori chiar 15—20 km, constînd dintr-o succesiune (cascadă) de impulsuri electrice consecutive. Diferența de timp între două impulsuri consecutive este de ordinul sutimilor de secundă, iar durata întregului fulger este de 0,2 s. Fiecare impuls, la rîndul său, constă dintr-o descărcare inițială de mai mică intensitate — *descărcarea leader*, care pleacă de la nor spre pămînt, și dintr-o descărcare principală (canal de descărcare), care vine de la pămînt spre nor cu o mare viteză.

Leaderul constituie partea pregătitoare a descărcării. El are sarcina de a ioniza puternic mediul înconjurător și de a favoriza umplerea canalului de descărcare cu numeroase sarcini negative. În clipa în care canalul atinge pămîntul se produce descărcarea propriu-zisă, luminoasă.

Fulgerul plat (difuz) constituie o descărcare electrică scurtă, care are loc în însăși masa norului. El nu trebuie confundat cu fulgerul liniar produs în dreptul orizontului, care luminează și stratul de nori aflat în apropiere.

Fulgerul în formă de boabe (mătănii) este un fenomen electric foarte rar și face tranziția între fulgerul liniar și cel sferic. Se prezintă sub forma unei succesiuni de mărgele luminoase care se propagă de-a lungul descărcării. Ele par mai mult o iluzie optică a fulgerului liniar, din cauza intensității luminoase diferite de-a lungul descărcării liniare.

Fulgerul sferic (globular, fig. 57) se prezintă sub forma unui glob de foc puțin alungit, care apare de obicei după un fulger liniar foarte puternic. Dimensiunile lui în diametru nu depășesc 10—15 cm, putînd să atingă uneori și cîțiva metri. Avînd o viteză de deplasare de 2 m/s și o durată în cîteva minute, el pătrunde ușor prin orificii înguste, dirijîndu-se după curenții de aer existenți. Dezagregarea sa în spațiu printr-o explozie lasă un puternic miros de ozon (usturoi).

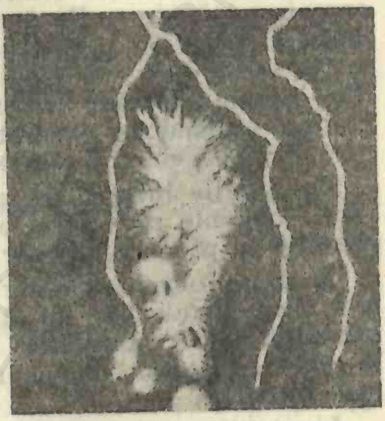


Fig. 57. Fotografie a fulgerului globular.

Datorită intensității mari a cîmpului electric al atmosferei, în special în orele premergătoare orajelor, uneori apar pe vîrfurile ascuțite ale obiectelor aflate pe sol, un gen de efluvii electrice ce reprezintă afluxuri de electroni, puțin luminoase. Aceste descărcări electrice prin vîrfuri sînt cunoscute sub denumirea de *focurile lui Elms.*

Descărcările electrice din atmosferă sînt însoțite de zgomote puternice. Dezagregarea canalului principal dă naștere *tunetului,* care reprezintă propagarea undelor sonore rezultate din dezagregare. Contactul fulgerului cu un obiect aflat pe sol sau cu suprafața solului se numește *trăsnet.*

Pe suprafața Pămîntului, cele mai multe oraje se înregistrează la latitudinile tropicale și ecuatoriale și, mai ales, deasupra continentelor. Regiunile cele mai orajoase sînt: Africa Centrală cu 150 zile pe an cu oraje, Brazilia centrală (106 zile), Panama (135 zile), sudul Mexicului (142 zile) și Insula Jawa (220 zile).

Zilnic pe glob se produc în medie 1 800 oraje, iar în fiecare secundă se produc circa 100 fulgere.

În meteorologie, noțiunea de oraj se utilizează în locul celei de furtună. Aceasta, se datorește faptului că sensul meteorologic al cuvîntului furtună se rezumă la intensificările de vînt, care pot stîrni nori de praf sau nisip, „montarea" mării și producerea valurilor.

În condițiile unei instabilități accentuate, cînd norii *Cumulonimbus* favorizează furtuni cu descărcări electrice și averse de ploaie, tocmai pentru a face distincție între furtună și aceste manifestări s-a convenit ca ele să se denumească *oraje* (de la franțuzescul orage, adică manifestare electrică). Această noțiune este deja încetățenită în codurile meteorologice, cît și în protecția meteorologică a navigației aeriene. Așa se explică și utilizarea noțiunilor de nor orajos, timp orajos, activitate orajoasă etc.

Cîmpul electric al atmosferei exercită o puternică influență asupra organismului uman. Dacă asupra unui organism normal, excitațiile produse de cîmpul electric trec aproape neobservate, pentru alte organisme sensibile și cu afecțiuni cardiace, pulmonare, nervoase, variațiile cîmpului electric produc perturbații serioase. În unele maladii se practică tratamente electroterapeutice pentru care cunoașterea structurii cîmpului electric este deosebit de importantă.

Cercetările întreprinse în ultimii ani par să ateste, cel puțin teoretic, influența pe care o exercită ionii atmosferici și sarcinile lor electrice în producerea unor maladii, printre care chiar și a cancerului.

În cadrul observatoarelor de fizică a atmosferei se măsoară elementele cîmpului electric al atmosferei. De asemenea, în cadrul unor expediții, se fac măsurători de cîmp electric pe plajele litoralului sau în diverse stațiuni balneoclimaterice pentru care climatul radioelectric este important.

La stațiile meteorologice se măsoară numărul descărcărilor electrice cu ajutorul *contoarelor de fulgere*.

Verificarea cunoștințelor

1. Prin ce elemente se definește cîmpul electric al atmosferei ?
2. Descrieți mecanismul formării fulgerului.
3. Cîte forme de fulger cunoașteți ?

CUPRINS

Cap. 1. Noţiuni introductive 3

1. Obiectul meteorologiei 3
2. Etapele dezvoltării meteorologiei. Organizarea actuală 4

Cap. 2. Atmosfera 7

1. Compoziţia aerului atmosferic 7
2. Masa şi înălţimea atmosferei 8
3. Sructura verticală a atmosferei 9
4. Atmosfera standard 13

Cap. 3. Energia radiantă 15

1. Energia solară şi cîteva din legile ei 15
2. Intensitatea radiaţiilor. Constanta solară 17
3. Radiaţia solară şi atmosfera 18
4. Radiaţia solară directă şi difuză 20
5. Reflexia radiaţiilor solare. Albedou 22
6. Radiaţia efectivă 23
7. Bilanţul radiativ al scoarţei terestre şi al atmosferei . . . 23
8. Alte transferuri de căldură 26

Cap. 4. Presiunea atmosferică 29

1. Generalităţi. Unităţi de măsură 29
2. Variaţia presiunii atmosferice cu înălţimea. Ecuaţia staticii atmosferei 30
3. Tipuri de atmosfere 32
4. Formule barometrice 35
5. Variaţiile periodice şi neperiodice ale presiunii atmosferice . . 37
6. Forme barice. Relief baric 38
7. Distribuţia presiunii atmosferice pe glob 39

Cap. 5. Temperatura aerului 45

1. Generalităţi 45
2. Procesele de încălzire şi de răcire a aerului atmosferic . . . 45

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. Măsurarea temperaturii aerului. Scări termometrice 48
4. Variaţiile temperaturii aerului 49
5. Distribuţia temperaturii aerului pe verticală 52
6. Distribuţia temperaturii aerului pe glob 53
7. Distribuţia temperaturii aerului în atmosfera liberă 55

Cap. 6. **Regimul termic al solului** 60
1. Proprietăţile termice ale solului 61
2. Variaţia zilnică şi anuală a temperaturii solului 63
3. Regimul temperaturii solului în adîncime 66

Cap. 7. **Vaporii de apă în atmosferă** 69
1. Transformările de fază ale apei 69
2. Parametrii care definesc umezeala aerului 72
3. Provenienţa vaporilor de apă în atmosferă. Evaporarea . . . 73
4. Evaporarea în condiţii naturale. Capacitatea de evaporare . . . 75
5. Distribuţia vaporilor de apă în atmosferă. Variaţia diurnă şi anuală a umezelii aerului 78

Cap. 8. **Condensarea vaporilor de apă în atmosferă** 81
1. Generalităţi 81
2. Condiţiile de condensare din atmosferă 83
3. Condensarea vaporilor de apă în apropierea solului. Ceaţa . . . 88
4. Condensarea vaporilor de apă în atmosfera liberă. Norii . . . 92
5. Nebulozitate. Plafonul norilor 106

Cap. 9. **Precipitaţiile atmosferice** 108
1. Generalităţi 108
2. Mecanismul formării precipitaţiilor 109
3. Forme de precipitaţii. Clasificarea precipitaţiilor 113
4. Variaţia zilnică şi anuală. Repartiţia pe glob 114

Cap. 10. **Mişcările orizontale ale aerului** 117
1. Principalele forţe care acţionează în atmosferă 117
2. Viteza şi direcţia vîntului. Structura vîntului 125
3. Variaţia vîntului cu înălţimea 127
4. Variaţia diurnă şi anuală a vîntului 129
5. Vînturi orografice. Feonul şi bora 130
6. Circulaţii locale. Brizele şi vînturile de deal-vale 132

Cap. 11. **Circulaţia generală a atmosferei** 134
1. Generalităţi 134
2. Cauzele circulaţiei generale a atmosferei 135
3. Circulaţia musonică 141
4. Perturbaţiile tropicale 142

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. 12. **Fenomene optice în atmosferă** 148
1. Noţiuni introductive 148
2. Fenomene optice datorate refracţiei luminii 148
3. Fenomene optice determinate de refracţia şi reflexia razelor luminoase prin picăturile de apă sau cristalele de gheaţă care formează norii 149
4. Fenomene optice determinate de difracţia luminii 151
5. Vizibilitatea meteorologică 151

Cap. 13. **Acustica atmosferei** 154
1. Influenţa temperaturii şi umezelii aerului asupra vitezei de propagare a sunetului 154
2. Slăbirea sunetului în atmosferă 155

Cap. 14. **Electricitatea atmosferei** 158
1. Cîmpul electric al atmosferei 158
2. Norul orajos. Descărcările electrice luminoase 159

BCUIASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCUIASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

551.5

BIBL.

220/1979 24 cm l- 7,25 manuel

Coli de tipar : 10,50. Bun de tipar : 21 iunie 1979.
Tiraj : 900+80 ex. broşate nr. Plan Editură : 15044

Tiparul executat sub cd. 45 la I. P. „Filaret",
str. Fabrica de chibrituri nr. 9—11, Bucureşti,
Republica Socialistă România

1985

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCUIASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1985

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCUIASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lei 7,25

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Editura didactică şi pedagogică, Bucureşti – 1979

02716 DEP. LEGAL 1979

7,25